STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES AVETO-TALES IM HINBLICK AUF DEN BAUPLAN DES NORD-APENNINS

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Wolfram Kube
aus Berlin

1965

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DES AVETO-TALES IM HINBLICK AUF DEN BAUPLAN DES NORD-APENNINS

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von
Wolfram Kube
aus Berlin

Dekan: Prof. Dr. K.J. Grotemeyer

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter

II. Referent: Prof. Dr. K.R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 28. 6. 1965

Tag der Promotion: 31. Juli 1965

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin

Inhaltsverzeichnis

Seite

A.

1. Vorwort..... 5
2. Lage und Begrenzung des Aufnahmegebietes..... 6
3. Historischer Überblick und Problemstellung... 8

B. STRATIGRAPHIE

I. Die Sedimentgesteine

1. Die Argille scagliose.....11
   a) Der Maiolica-Kalk.....13
   b) Die Palombino-Kalke.....14
   c) Die Kalke von Cabanne.....16
   d) Die Brekzien-Serie.....16
2. Die Buntschiefer-Serie.....21
3. Der Antola-Alberese.....25
4. Der Foraminiferen-Mergelkalk..... 28
5. Die Kalk-Ton-Serie..... 30
6. Die Graumergelserie..... 34
7. Der Aveto-Sandstein..... 38

II. Die magmatischen Gesteine

1. Der Serpentinit..... 46
2. Der Gabbro..... 49
3. Der Spilit..... 49
4. Der Granit..... 51

C. DIE FAZIESZUSAMMENHÄNGE

1. Das Toskanikum..... 54
2. Das Ligurikum..... 54
3. Die Ostligurische Grenzzone..... 56
   a) Die Entwicklung im Mesozoikum..... 56
   b) Die Entwicklung im Tertiär..... 58

D. TEKTONIK

1. Überblick..... 63
2. Das Autochthon und Parautochthon..... 63

D. 3. Das Allochthon I..... 68
4. Das Allochthon II..... 71
5. Das Allochthon III..... 73
6. Das Alter der Bewegungen..... 78
7. Der Ablauf der tektonischen Ereignisse..... 78

E. QUARTÄRE BILDUNGEN UND MORPHOLOGIE..... 81

F. ZUSAMMENFASSUNG..... 83

G. LITERATURVERZEICHNIS..... 85

Anlagen: Geologische Karte und Profiltafel

V o r w o r t

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter, der durch vielseitige Unterstützung und Förderung wesentlich zum Gelingen der Arbeit beitrug. Es ist mir daher ein Bedürfnis, ihm an dieser Stelle meinen besonderen Dank auszusprechen.

Herrn Dr. K.J. Reutter, der mir bei gemeinsamen Begehungen des Geländes mit seiner Erfahrung zur Seite stand und den Fortgang der Arbeit mit großem Interesse verfolgte, möchte ich vielmals danken für die zahlreichen Hinweise und Ratschläge und die Bestimmung einer Anzahl von Fossildünnschliffen.

Herrn Professor Dr. K.R. Mehnert, der mich in petrographischen Fragen beriet, danke ich an dieser Stelle sehr.

Herr Professor Dr. H. Hagn (München) und Frau Dr. Fontein-Ellermann (Son, Niederlande) bestimmten die wichtigsten Fossildünnschliffe und Schlämmproben. Für ihre freundlichen und hilfreichen Bemühungen bin ich ihnen zu großem Dank verpflichtet.

A.2. Lage und Begrenzung des Aufnahmegebietes

Nur 8 km nördlich der Hauptwasserscheide des Apennins liegt, im Einzugsgebiet des Adriatischen Meeres und an der Landstraße zwischen Chiavari und Piacenza, die Ortschaft Rezzoaglio. Sie wurde als Ausgangspunkt für die Felduntersuchungen gewählt. Das Arbeitsgebiet wird vom Aveto entwässert, der kurz vor Marsaglia in die Trebbia einfließt. Diese mündet bei Piacenza in den Po.

Abb.1. Lage des Kartierungsgebietes

Kartiert wurde im N bis an eine Linie oberhalb vom Ciglio della Colla, im E bis an das Autochthon des Nure-Tales und die 1800 m Höhe erreichenden Ophiolithberge, im S bis an die Schuttgrenze vom M. Aiona und im W bis zur Linie M. Gorelle - Rezzoaglio. Im benachbarten Trebbia-Tal wurde das Sandsteinvorkommen von Traschio aufgenommen.

Die Begrenzung des Gebietes ist so gewählt worden, daß alle in dieser Gegend bekannten Gesteine erfaßt wurden. Im Zentrum erscheint der tertiäre Macigno-Sandstein des Aveto-Tales, der von verschiedenen anderen Einheiten überlagert wird. Tertiäre Gesteine sind im S nicht mehr aufgeschlossen. Sie tauchen dort unter den Kreideflysch und die Argille scagliose mit ihren Ophiolithen ab.

Als geologische Kartenunterlagen dienten das Blatt Rapallo der Carta geologica d'Italia im Maßstab 1:100.000 von ZACCAGNA (1916-1930), die Aufnahmen von J.SCHNEIDER und R.TEICHMÜLLER (1935) sowie eine Karte 1:1.000.000 von G.MERLA (1957). Für die Kartierung wurden die Meßtischblätter des Istituto geografico militare "S.Stefano d'Aveto", "Monte Maggiorasca", "Ottone", "Gorreto" und "Ferriere" auf den Maßstab 1:12.500 fotographisch vergrößert.

3. Historischer Überblick und Problemstellung

Obwohl bereits im 17. Jahrhundert der dänische Arzt und Bischof N. STENO (1638-1687) das erste geologische Profil durch den Apennin zeichnete, begann eine systematische Untersuchung und Bestandaufnahme erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts, als ZACCAGNA, LOTTI, DE STEFANI u.a. die ersten geologischen Karten anfertigten. Sie beschrieben im nördlichen Apennin eine autochthone Schichtenfolge mit Nummulitenkalken, Macigno-Sandstein und Argille scagliose mit Ophiolithen. Das eozäne Alter dieser Gesteine wurde auf Grund von Nummulitenfunden nicht in Frage gestellt. Zweifel an der Richtigkeit dieser Vorstellung traten erst auf, als F. SACCO im Hangenden der nummulitenführenden Gesteine die ersten Ammoniten und Inoceramen fand, so daß die Argille scagliose mit ihren Ophiolithen dem Mesozoikum zugerechnet werden mußten.

Im Jahre 1907 trug G.STEINMANN den Gegebenheiten Rechnung und postulierte für den Nordapennin einen großangelegten Deckenbau im alpinen Sinne. Damit konnte nicht nur die ständige Überlagerung der tertiären Flyschserien durch die mesozoischen Gesteine der Argille scagliose, sondern auch das Fehlen von Zufuhrkanälen der Ophiolithe im Macigno erklärt werden. Die allochthonen Serien wurden als "Liguriden" oder auch als "Ligurische Decke" bezeichnet, während die autochthonen Gesteine "Toskaniden" genannt wurden. Mit der Bezeichnung Liguriden sollte auf das Herkunftsgebiet der Decke hingewiesen werden, die mit deutlich tektonischem Kontakt die autochthonen toskanischen Sedimente überfahren hat.

Über Herkunft der Decke und Mechanismus der Bewegungen kam es jedoch zu weitgehenden Differenzen. Mit G.STEINMANN vertraten O.LUDWIG, L.KOBER, N.TILMAN und P.DE WIJKERSLOOTH die Ansicht, die Ligurische Decke stamme aus der Tyrrhenis, während G.ROVERETO die Wurzelzone in der Poebene sucht. Auch R.STAUB bezieht die Decke aus dem E und erklärt die Überschiebung durch Rückfaltung. Während KOBER und STAUB im Apennin ein Gebirge alpinen Typs sahen,

vertrat DE WIJKERSLOOTH die Ansicht, der Apennin sei im Gegensatz zu den Alpen nicht durch Zusammenschub, sondern durch Zerrung entstanden. Die Ligurische Decke sollte durch gravitative Gleitung im Sinne von E. HAARMANN in die Vortiefe hinabbewegt worden sein. Ebenfalls auf Schwerkraftgleitung basiert die Theorie von C. MIGLIORINI, M. ANELLI, R. SIGNORINI, G. MERLA u.a., die den Transport der Liguriden über die Toskaniden hinweg durch frane orogeniche (orogene Bergstürze) erklärt. Gemäß dieser Vorstellung hätten mehrere Aufwölbungen, die sich zeitlich nacheinander von W nach E bildeten, die Argille scagliose bis zur Poebene hin weitergereicht.

Eine Modifizierung der herkömmlichen Deckentheorie mußte zwangsläufig vorgenommen werden, als G. MERLA (1952) nach genaueren Untersuchungen zu der Überzeugung kam, daß der autochthone Macigno von zwei allochthonen Einheiten überlagert wird, dem oberkretazisch-tertiären Alberese und der Ophiolithformation. Diese Anschauung wurde von K.J. REUTTER (1960) im Gebiet südlich von Bedonia bestätigt. Über dem tertiären Macigno des Taro-Tales liegt mit tektonischem Kontakt oberkretazischer Alberese, der seinerseits von den Gesteinen der Argille scagliose überfahren wurde.

Jüngeren Datums ist die Hypothese von P.ELTER, E.GIANNINI, M.TONGIORGI und L.TREVISAN (1960), derzufolge sogar vier verschiedene Decken existieren sollen. Das sind:

1. Falda toscana (Die autochthonen und metamorphen Toskaniden I werden von den nichtmetamorphen Toskaniden II überschoben.)
2. Falda dell'Alberese (Decke mit Oberkreide- und Tertiär-Alberese).
3. Falda ofiolitifera (Überschiebung von Argille scagliose und Gottero-Sandstein.)
4. Falda del Flysch ad Elmintoidi (Allochthon mit Antola- und Cassio-Alberese.)

Alle vier Decken sollen aus verschiedenen Ablagerungsräumen im Bereich der heutigen Tyrrhenis stammen.

M.RICHTER bestreitet die Existenz einer einheitlichen Ligurischen Decke und ist der Ansicht, daß sich die ligurischen Sedimente heute noch dort befinden, wo vorher der Ligurische Trog lag. Dieser setzt sich bis in die Turiner Hügel fort. Überschiebungen mit Weiten um 20 km sind als Resultat einer Diapirfaltung der Argille scagliose zu verstehen.

Die seit dem Jahre 1957 laufende Bearbeitung des Apennins von Seiten des Geologischen Instituts der Freien Universität Berlin hat in erster Linie eine genaue Bestandaufnahme zum Ziel. Eine zufriedenstellende Deutung der stratigraphischen und tektonischen Probleme wird erst nach Auswertung aller verfügbaren Dokumente möglich sein. Die vorliegende Arbeit kann daher zum Verständnis der Geologie des Nordapennins nur einen Beitrag leisten.

Es wurde eine Kartierung des Aveto-Tales vorgenommen, das von J. SCHNEIDER als südliche Fortsetzung des tertiären Fensters von Bobbio gesehen worden war. Dieser Autor rechnet nur mit der Überschiebung der Ophiolithformation. Nachdem in benachbarten Gebieten kompliziertere Lagerungsverhältnisse vorgefunden wurden, erschien eine Neubearbeitung dieses Gebietes notwendig. Dabei standen stratigraphische, fazielle und tektonische Fragen im Vordergrund.

B. STRATIGRAPHIE

I. Die Sedimentgesteine

1. Die Argille scagliose

Die an die Ophiolithe scheinbar gesetzmäßig gebundenen Gesteinsschichten werden seit langer Zeit als Argille scagliose (schuppige Tone) oder Argilloscisti bzw. Scisti galestrini bezeichnet. Die beiden letzten Bezeichnungen werden jedoch nur angewendet, wenn das Gestein noch in festem Verband auftritt. Zusammen mit Kalken, Sandsteinen und Brekzien bildeten die Argille scagliose, kurz als AS bezeichnet, das Hauptsediment der Ligurischen Geosynklinale. Das genaue Alter dieser eugeosynklinalen und wohl mehrere 1000 m mächtigen Folge ist wegen der Fossilarmut auch heute noch nicht bis in alle Einzelheiten bekannt. Bis um 1930 glaubten die meisten Autoren, der Serie ein eozänes Alter zusprechen zu müssen. Von italienischer Seite war es derzeit nur SACCO, der die AS in die Kreide stellte. STEINMANN (1907) rechnete sie teilweise dem Jura zu, ebenso SCHNEIDER (1935), der die Ligurische Fazies mit dem Penninikum parallelisiert. DE WIJKERSLOOTH (1934) gliedert das Ligurikum in vier Zonen:

I = Zone der Ophiolithe
II = Zone der Radiolarite und Tiefseetone
III = Zone der Calpionellenkalke
IV = Zone der "scisti galestrini" oder "argille scagliose ofiolitifere" ("Galestro-Formation") und der orogenen Konglomerate.

Zone I steht noch im Jura, während die Zone IV im Cenoman beginnt, die gesamte Oberkreide umfaßt und möglicherweise ins Untereozän hineingeht.

Der Gesamtbereich der AS muß nach Untersuchungen durch K.J. REUTTER (1961) heute im wesentlichen in die Unterkreide gestellt werden. Die Basis mit Palombino-Kalken (AS_1) reicht noch in das Tithon hinein. Schiefer mit Kalksandsteinen (AS_2) gehören zum Apt. Das Hangende bildet

ein Schieferkomplex (AS_3), der wahrscheinlich ins Unteralb hineinleitet. Darüber folgen dann jüngere Serien, die nicht mehr als AS bezeichnet werden.

Von K. GÖRLER und H. IBBEKEN (1962) wurden die Argilloscisti nördlich von Genua in die Niveaus I - VI untergliedert. Fossilien konnten nur in den oberen Niveaus gefunden werden. Die Basis der Argilloscisti dürfte aber noch dem Jura angehören, während das Hangende sich mit einiger Wahrscheinlichkeit ins Alb stellen läßt. Darüber folgen Montoggio-Schiefer und Scisti policromi, die nicht mehr an die Argilloscisti angeschlossen wurden, da sie als eine deutlichere fazielle Differenzierung zum Antola-Alberese überleiten.

Bisher stellten die AS eine tektonisch gut definierte Einheit dar, deren stratigraphische Stellung recht unterschiedlich aufgefaßt wurde. Es waren insbesondere kalkigtonige Gesteine des Tertiärs und der Oberkreide, die als AS bezeichnet wurden. Heute sollte im Sinne von GÖRLER, IBBEKEN und REUTTER die Bezeichnung Argille scagliose den ligurischen Sedimenten des Oberjura und der Unterkreide vorbehalten bleiben.

Die AS sind für die Entschlüsselung der Tektonik im Nordapennin von größter Wichtigkeit:

G. STEINMANN postulierte einen großartigen Deckenbau alpinen Stils, da Ophiolithe und AS tektonisch auf Nummulitenkalken der Toskana liegen.

DE WIJKERSLOOTH spricht ebenfalls von einer Decke, die nach E abglitt und bedeutenden Dehnungen unterlag. Zu dieser Ansicht kam der Autor, weil die Zone IV tektonisch ein sehr ruhiges Bild zeigt.

G. MERLA sieht in der AS und den Ophiolithen eine tektonische Fazies und schreibt den nach NE zunehmenden chaotischen Charakter orogenen Landrutschungen zu.

M. RICHTER erklärt den chaotischen Charakter der AS durch Diapirfaltungen und Diapirüberschiebungen. Mit weitreichenden Überschiebungen kann nicht gerechnet

werden, da die Mächtigkeit der Decke in einem mechanischen Mißverhältnis zu ihrer Länge und Breite steht.

Die Stratigraphie der AS ist im Aveto-Tal sehr verwickelt. Weder die Gliederung von K.J. REUTTER im Gebiet des Lavagna-Tales noch die von K. GÖRLER und H. IBBEKEN können für dieses Gebiet vorbehaltlos übernommen werden. Es kommt im Bereich der Liguriden zu so weitreichenden Differenzierungen, daß eine Parallelisierung über größere Entfernungen nur bedingt möglich ist.

Es ist einmal die Fossilarmut, die eine zeitliche Einordnung erschwert. Zum anderen sind die Gesteine sehr heterogen aufgebaut, und die verschiedenen Faziestypen gehen unscharf ineinander über, so daß eine Grenzziehung nach lithologischen Gesichtspunkten überhaupt nicht möglich ist. Hinzu kommen schließlich noch die tektonischen Komplikationen.

Als AS wurden von mir alle Sedimentgesteine kartiert, die nicht älter als Tithon und nicht jünger als der Antola-Alberese, d.h. Oberturon, sind. Quantitativ überwiegt eine Serie mit Schiefern, Sandsteinen und Brekzien, der Unterkreidealter zuzuschreiben ist. Auskartiert wurden Brekzien, soweit ihr eindeutig sedimentärer Charakter erkennbar war. Aus dem Rahmen der AS konnten nur die Buntschiefer am Fuße des M. Maggiorasca bei S.Stefano herausgenommen und getrennt dargestellt werden. Auch an anderer Stelle im Kartierungsgebiet dürften zeitliche Äquivalente der Buntschiefer-Serie vorhanden sein, ganz besonders in der Nähe der Überschiebungsbahn der AS. Ihre Fazies ist aber derart untypisch, daß die derzeitigen Kenntnisse nicht ausreichten, um eine Abgrenzung gegen die AS vorzunehmen.

a) Der Maiolica-Kalk

Dieser Kalk, der stets innerhalb der AS auftritt, lag ursprünglich an ihrer Basis. Hierbei handelt es sich um weiße, mehrere m mächtige Kalkplatten, die von feinsten Kalzitadern durchzogen sind. Sie sind äußerst hart und

zerbrechen porzellanartig. Im Aufnahmegebiet findet sich dieser Kalk nur im Nure-Tal, 1 km nordwestlich von Gambaro. Das Vorkommen, das nur einige m groß ist, fällt sogleich ins Auge, da helle Komponenten in den AS durchaus selten sind. Im Dünnschliff sind Calpionellen zu erkennen, die für diese Kalke sehr charakteristisch sind. Daher findet auch häufig die Bezeichnung "Calpionellenkalke" Verwendung. Das Alter ergibt sich als Obertithon/Infravalendis.

DE WIJKERSLOOTH glaubt, daß ehemals eine einheitliche Maiolica-Formation existierte, die durch Dehnungsvorgänge zerrissen wurde. Er glaubt so das seltene Auftreten dieses tieferen Schichtgliedes der Liguriden erklären zu können.

b) Die Palombino-Kalke

Helle Kalke, die stets in Wechsellagerung mit dunklen Tonschiefern auftreten, tragen schon lange die Bezeichnung "Palombino". Sie stehen im Niveau der AS_1 im Sinne von REUTTER. Wichtig für die stratigraphische Zuordnung dieser Kalke ist ihre Fossilführung, die sich ausschließlich auf Calpionellen beschränkt.

In meinem Aufnahmegebiet blieben alle Schliffe fossilleer. Das ist insofern merkwürdig, als aufgearbeitete und resedimentierte Kalke in Brekzien reichlich Calpionellen führen. Man muß daher die Frage stellen, ob es sich dabei wirklich um Palombino-Kalke s.str. handelt. Das äußere Erscheinungsbild spricht durchaus dafür. Die hellgrauen, seltener gelblich oder bräunlich verwitternden Kalke sind 30 bis 50 cm mächtig und wechseln mit dunklen, feinscherbigen Tonschiefern ab. Mitunter sind extrem harte, hellgrüne Quarzitbänke eingeschaltet. Unterhalb von Pian di Fontana sowie zwischen Rezzoaglio Basso und Cornaleto ist diese Wechselfolge in verhältnismäßig ungestörter Lagerung zu beobachten. Ober- und Unterflächen der Kalke sind hier dunkler gefärbt als ihre inneren Partien. Charakteristisch für den Palombino sind die zahllosen feinen Risse, die mit Kalzit verheilt sind, der Verwitterung aber

weniger Widerstand leisten, so daß die Oberfläche tief ausgefurcht ist. Häufig findet man die Hantel- oder Amboßform, die dadurch entsteht, daß die mittleren Teile leichter abwittern als die Schichtflächen.

Das Schliffbild ist sehr einheitlich: Die kalzitische Grundmasse ist siebartig durchsetzt von 20 - 30μ großen Quarzen und von kalzitisierten Radiolarien. Foraminiferen oder Calpionellen wurden nicht beobachtet. Auch Kalke, die in der oberkretazischen Flyschfolge des Antola-Alberese vorkommen, sind dem Palombino sehr ähnlich. Im Dünnschliff zeigen diese Kalke jedoch eine schwach angedeutete Feinschichtung und es kommen neben umgelagerten und nicht näher definierbaren Fossilbruchstücken zwei- und dreikammerige Oligosteginen vor, die dem Palombino fehlen. Auch zeigt letzterer einen höheren Kieselsäuregehalt.

Von O. LUDWIG wurden Gesteine dieses Typs bei Bobbio als "Blockkalke" bezeichnet, die aber zwei verschiedenen Horizonten angehören sollen. Dem älteren Horizont mit Calpionellen steht ein jüngerer gegenüber, der einen Uintacrinus geliefert hat und der Oberkreide angehört. Von anderen Forschern konnte das Oberkreidealter von Kalken des Palombinotyps bisher paläontologisch nicht bestätigt werden. Es ist aber durchaus denkbar, daß derartige Kalke ebenfalls in höheren Niveaus der Kreide entwickelt sind.

Die AS mit Palombino-Kalken wurde bei den einengenden tektonischen Vorgängen stark in Mitleidenschaft gezogen. Das sieht man besonders gut an der Straßenkehre bei Rezzoaglio oder zwischen M. Veri und M. delle Tane. Die Kalke sind hier eng verfaltet oder in Einzelblöcke aufgelöst, boudiniert und tektonisch zerrieben. Von einer Kalk-Schiefer-Wechsellagerung ist oft nichts mehr zu erkennen. Die Fragmente liegen regellos in der Tonschiefermatrix, die von zahllosen Scherflächen durchzogen ist. Ein solches Sediment dürfte auf den Faltungsdruck eher inkompetent als kompetent reagiert haben. Wegen der geringen Bankmächtigkeit konnte es nur zur Spezialfaltung im Meterbereich kommen, der bei weiterer Beanspruchung dann die völlige Auflösung des primären Schichtgefüges folgte.

Schließlich konnte sich diese Kalk-Schiefermasse nur noch plastisch-passiv verhalten und dürfte für die Diapirtektonik im Sinne von M. RICHTER eine entscheidende Rolle gespielt haben.

c) Die Kalke von Cabanne

Es sind Kalke mit dunklen Tonschiefern, die dem Palombino sehr ähnlich sehen, aber im Anschlag stets dunkelblau oder schwarz erscheinen. Ihr Bruch ist rauh und muschelförmig. In der Literatur sind sie als "porcino" oder "mataccio" bekannt. Diese Kalke stehen im Aufnahmegebiet nicht an. Sie sind an eine Zone gebunden, die dort anschließt, wo keine Ophiolithe mehr vorkommen, nämlich zwischen Loco an der Trebbia und Cabanne am Aveto. Gewiß läßt sich diese apenninisch streichende Zone in der SE-Richtung noch weiter verfolgen. Es wird vermutet, daß die Kalke von Cabanne der tieferen Unterkreide angehören und dem Niveau II der Argilloscisti entsprechen. Das Alter wäre demnach fragliches Valendis.

d) Die Brekzien-Serie

Dieses Glied der AS ähnelt stellenweise sehr der Buntschiefer-Serie. Beide sind sehr eng mit den Ophiolithen verknüpft, führen Aufarbeitungsprodukte der Ophiolithe in Form von Grob- und Feinbrekzien und stehen untereinander in sehr enger räumlicher Beziehung.

Typlokalität für die Brekzien-Serie ist der Weg nach Villa Cella, der nördlich vom Passo Forcella am Kilometer 37 von der Hauptstraße Chiavari-Piacenza abzweigt. Gut aufgeschlossen ist auch das Gebiet um den M. Aiona und das fast vegetationslose Areal östlich von Casanova im Trebbia-Tal.

Überall bietet sich das gleiche Bild. In dunkle oder braune Schiefer sind sandige Mergel, Kalksandsteine und reine Sandsteine schwankender Mächtigkeit eingeschaltet. Die Sandsteine sind vorwiegend grün, zeigen eine schwache Gradierung, sowie flute casts und ähnliche Unterflächen-

texturen. Damit trägt die Serie, deren Sedimentationsbild stellenweise sehr dem des Alberese ähnelt, deutlichen Flyschcharakter. Es kommen auch hell verwitternde Mergel vor, die sich in feine Platten auflösen oder griffelförmig zerfallen. Überwiegend wird das Bild aber von rostigen und dunklen Farbtönen beherrscht.

Ein Sandstein der Brekzien-Serie zeigt im Dünnschliff überwiegend Quarz, frische Feldspäte, Glimmer, Chlorit und massenhaft Titanit. Die Korngröße liegt bei 70μ. Kaum gerundete Spilitbröckchen bilden gröbere Einstreuungen und sind untereinander sehr verschieden, d.h. ihre Struktur ist arboreszierend bis doleritisch. Ein Bröckchen ist durchsetzt von 30μ großen Titanitkristallen. Im Sandstein selbst sind die Titanitkörner bis 60μ groß. Weitere Sandsteinproben zeigen, daß Quarz, Plagioklas, Orthoklas und Chlorit zu den Hauptbestandteilen zu rechnen sind. Die Glimmerführung bleibt meist gering. Serpentin ist nur in einer kleinen Zahl von Schliffen enthalten. Wichtig ist Titanit, der in 7 von 13 Proben z.T. massenhaft vorkommt. Bei steigendem Kalkgehalt ist eine Lagentextur ausgeprägt. Die Korngröße der untersuchten Proben schwankt zwischen 0,5 und 0,05 mm.

In die Schiefer-Sandsteinfolge sind nun allenthalben große und kleine Ophiolithmassen sowie deren Aufarbeitungsprodukte in Form von geschichteten Brekzienbänken eingeschaltet. Die Brekzien-Serie kann daher durchaus als das Hüllgestein der Ophiolithe bezeichnet werden. Man muß allerdings die Frage stellen, ob Ophiolith und Sediment auch wirklich altersgleich sind. Darauf wird an anderer Stelle noch zurückzukommen sein.

Dort, wo am Kilometerstein 37 der Landstraße nach Chiavari der Weg nach Villa Cella abzweigt, steht ein Serpentinit an. Doch schon am Punkt 825 m stellen sich zunehmend dunkle Schiefer und grüne Sandsteine ein. Dann erscheint plötzlich ein zimmergroßer Block aus spilitischem Material und einzelnen hellen Kalkbrocken, der als Spilitagglomerat anzusprechen ist. Die Verbandsverhältnisse zum Sediment sind nicht klar erkennbar. Es folgen

stark durchbewegte grüne Schiefer, in denen regellos verstreut nuß- bis faustgroße polyedrische Spilitbrocken liegen. Sie bestehen aus äußerst feinfilzigem, variolitischem Spilit. Kurz vor der scharfen Kurve bei 880 m ist am Wegrand eine schalig gebaute Pillow-Lava aufgeschlossen. Auch hier ist die Beziehung zum Nebengestein unklar. An der Kurve selbst zeigt sich eine braun anwitternde, schwarze Schieferfolge. Zwischen der Kurve bei 903 m und der Hütte bei 932 m treten in der überkippten Schieferfolge neben grünen Sandsteinbänken mehrfach fein- und grobkörnige Brekzien auf. Die Feinbrekzien, etwa bis 30 cm stark, sind an ihrer pechschwarzen Farbe zu erkennen. Sie verwittern sehr tiefgründig und grusig.

Die Feinbrekzien zeigen in ihren festen Partien ein buntes Mosaik von Spilit-, Serpentinit-, Schiefer-, Quarzit-, Kalk- und Hornsteinbröckchen. Das Bindemittel ist kalkig. Häufig findet sich in diesen Brekzien auch granitisches Material. Fast stets ist eine durchsichtige, farblose Substanz zu beobachten, die entweder optisch isotrop ist oder die lavendelblaue Interferenzfarbe des Pennin zeigt. Sie wird buchtenförmig durchzogen und verdrängt von Kalzit.

Die Mächtigkeitszunahme der Brekzien geht Hand in Hand mit der Kornvergröberung. Dabei tritt dann der Spilitanteil mit Korngrößen von 5 cm stärker in den Vordergrund. Serpentin ist in den groben Brekzien von untergeordneter Bedeutung. Häufig sieht man mitten in einer Bank deformierte Lagen grüner, sandiger Schiefer, die auch das Bindemittel darstellen.

An anderer Stelle treten Brekzien auf, die weniger massiv und gebankt erscheinen, aber ebenfalls sedimentär entstanden sind. Dabei handelt es sich um kleinere und größere Brocken von Spilit, Gabbro, Serpentinit, Hornstein, Schiefer und Kalk inmitten einer dunklen Schiefermasse. An der Kirche von Allegrezze ist diese von teils eckigen, teils abgerundeten Bröckchen durchsetzte Schiefermasse stark chaotisch und wirr verknäult. Ihr sedimentärer Charakter wird aber nördlich der Ortschaft an einem

größeren Straßenaufschluß kurz vor dem Antola-Alberese erkennbar.

Brekzien mit Kalk- und Ophiolithkomponenten werden im Apennin häufig als Ophicalcite bezeichnet. Darunter sollte man eigentlich nur kontaktmetamorphe Bildungen verstehen, nicht aber solche sedimentärer Entstehung. Es ist mitunter schwierig, beide voneinander zu unterscheiden, wenn die Lagerungs- und Verbandsverhältnisse sich nicht genau feststellen lassen. Nach meiner Geländeerfahrung handelt es sich in den meisten Fällen um sedimentär entstandene Brekzien. Dazu gehören in erster Linie polygen zusammengesetzte Blöcke, die, wenn sie durch die Polierarbeit des Wassers geglättet sind, eine prachtvolle Farbenmannigfaltigkeit zeigen.

Anstehend findet man ein solches Gestein am Rio Dragonale. Blickt man von Casoni, welches auf der neu angelegten Forststraße über Amborzasco zu erreichen ist, nach W, so erkennt man am gegenüberliegenden Hang zwischen Schiefern und Sandkalken eine 10 m mächtige Bank, die über mehrere 100 m hinweg zu verfolgen ist. Sie liegt konkordant in der Schichtfolge, die überkippt gegen den Hang einfällt. In knapp 1100 m Höhe kann man die Bank am Rio Dragonale aus unmittelbarer Nähe betrachten. Wie die Wechsellagerung von Spilitmaterial und Kalksandsteinen im Liegenden zeigt, begann die Schüttung zögernd. Dann aber muß die Anlieferung des gröberen Materials sehr rasch erfolgt sein, denn innerhalb der Bank ist die Schichtung nur sehr undeutlich ausgeprägt. Die Brekzie setzt sich fast ausschließlich aus mäßig gerundeten bis eckigen Spilitbröckchen zusammen. Kalkstücke treten stark zurück oder fehlen ganz. Es lassen sich grüne und rote Spilittypen unterscheiden, die hinsichtlich ihrer Struktur sehr verschieden sind. Grobkristalline Komponenten mit ophitisch bis doleritischer Struktur kommen ebenso vor, wie solche mit mittel- bis feinkörniger und glasig- variolitischer Struktur. Die Bruchstücke entstammen demnach tieferen als auch oberflächennahen Spilitlaven. R. PELLIZZER (1955) nahm an, daß die spilitischen Brekzien pyro-

klastischen Ursprungs sind. Auch PANTANELLI (1893) vertrat die Ansicht, daß sie durch explosive Vorgänge bei magmatischen Eruptionen entstanden seien. Gegen diese Deutung spricht die unterschiedliche Struktur der Spilitfragmente.

Um das Alter der Brekzien-Serie zu ermitteln, wurde am Rio Dragonale eine Mergelprobe entnommen, die weich genug war und sich daher zur Aufbereitung eignete. Das Resultat war äußerst unbefriedigend. Die spärliche Fauna, die Frau Dr. Fontein-Ellermann durchsah und dann freundlicherweise Herrn Dr. Drooger und Herrn Dr. van Hinte (Utrecht) vorlegte, führt Globigerinen des Tertiärs und nicht, wie vermutet, Hedbergellen des Cenomans. Da sich dieses Resultat mit den anderen Ergebnissen überhaupt nicht in Einklang bringen läßt, nehme ich an, daß das beim Schlämmen verwendete Sieb nicht ganz sauber war. Wahrscheinlich repräsentiert die Fauna den Schlämmrückstand einer ganz anderen Probe.

Bedingt durch die Fossilarmut stößt die Alterseinordnung der Brekzien-Serie auf große Schwierigkeiten. So fand sich im Dünnschliff Nr.38 nur ein einziges Fossil. Wie Herr Prof. Hagn dazu mitteilt, handelt es sich möglicherweise um eine Heterohelix (="Gümbelina" auct.) der höheren Unterkreide.

Dieser Befund läßt sich recht gut mit den bisher gemachten Erfahrungen in Einklang bringen. Es liegt nämlich nahe, die am Fundort (Weg nach Villa Cella) entwickelten dunklen Schiefer mit denen des Lavagna-Tales (AS_3) zu parallelisieren. Diesen entspricht im Gebiet von Genua das Niveau V und VI der Argilloscisti. Wie H. IBBEKEN erwähnt, kommt es dort im Niveau V erstmalig zur Ausbildung größerer Mergel-, Kalkmergel- und Sandkalkfolgen, die der Ausdruck einer beginnenden Flyschfazies sind. Da die Sandsteine der Brekzien-Serie ebenfalls deutliche Flyschmerkmale besitzen, ergibt sich hier eine weitere Parallele.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die zeitliche Einstufung ist der Normalkontakt Brekzien-Serie/Buntschiefer, der weiter unten beschrieben ist. Hier wurde eine reiche

Fauna des Oberalb gefunden. Damit dürfte die Brekzien-Serie in der Hauptsache im Unteralb und Apt stehen.

2. Die Buntschiefer-Serie

Der Name wurde von K.J. REUTTER (1960) für bunte Schiefer eingeführt, die stratigraphisch zwischen dem Gottero-Sandstein und dem Antola-Alberese stehen. Sie treten nicht nur im Nordapennin auf, sondern sind ebenfalls an der Basis der Kreideflyschzone von San Remo - Alassio entwickelt. Es wird damit zugleich deutlich, daß die Sedimentation der Buntschiefer im Cenoman/U-Turon nicht auf Einzelgebiete des Geosynklinalraumes beschränkt war. Es ist aber einschränkend zu bemerken, daß auch Faziesunterschiede auftreten, die im nordöstlichen Teil des ligurischen Ablagerungsraumes besonders markant sind. Im westlichen Ligurien kommen noch überwiegend rote und grüne Tone vor, die nach N und NE zunehmend durch Kalksandsteine und schließlich reine Sandsteine ersetzt werden.

Im Arbeitsgebiet sind bei S.Stefano d'Aveto die Buntschiefer schwer von der AS mit Kalken zu unterscheiden. Rote Farben fehlen hier völlig. Die stark gefaltete Serie wird von Schiefern, Mergeln und hell oder braun verwitternden Kalken, die sich mitunter durch beträchtlichen Sandgehalt auszeichnen, aufgebaut. Charakteristisch ist der Farbwechsel der Schieferlagen. Im Zentimeterbereich lösen sich ständig rostbraune, gelbe, grüne, graue oder schwarze Farbtöne ab. Wichtig ist nun, daß die schmutzigbraun verwitternden Kalke, die im Anschlag schwach grün sind, eine reiche Fauna enthalten. Wenn, wie an vielen Stellen, die Schiefer rein schwarz sind, verraten nur die Kalke, daß es sich um die Buntschiefer-Serie handelt. Mehrere Proben, die am Fuße des M. Maggiorasca aufgelesen wurden, führen im Dünnschliff:

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI),
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER),
Ticinella roberti (GANDOLFI),
Thalmaninella ticinensis (GANDOLFI),
Rotalipora appenninica (RENZ),

Planomalina buxtorfi (GANDOLFI),
Radiolarien und kleine Globigerinen.

Das Alter dieser Fauna ist Oberalb - Untercenoman. Die Buntschiefer-Serie ist hier somit etwas älter als in anderen untersuchten Gebieten.

Wie schon in der Brekzien-Serie, so erscheinen auch in der Buntschiefer-Serie bei S.Stefano d'Aveto laufend geschichtete Brekzienbänke. Diese enthalten außer Kalk- und Spilitbröckchen oft reichlich Serpentinitmaterial. An einer sedimentären Entstehung kann auch hier nicht gezweifelt werden. Wahrscheinlich gilt auch für den Spilitklotz des M. Groppo Rosso, daß er zusammen mit Ophiolithschutt, von dem er ummantelt wird, als exotischer Block im Alb - Cenoman resedimentiert wurde. Eine magmatische Aktivität zu dieser Zeit möchte ich nicht in Rechnung stellen, da kontaktmetamorphe Umwandlungen bisher nicht beobachtet werden konnten.

In der Fazies frischer roter und grüner Tone erscheinen die Buntschiefer südlich von Amborzasco am Westhang des Rio Dragonale. Sie liegen hier, vermutlich tektonisch, inmitten eines größeren Areals der Brekzien-Serie. In diesem Gebiet ist auch ein normal sedimentärer Übergang von der Brekzien- in die Buntschiefer-Serie aufgeschlossen. Die Lokalität erreicht man auf dem Maultierpfad, der südlich von Re di Coppe (Kartenblatt S. Maria del Taro) über den Rio Dragonale führt. Am Aufschluß, siehe Abb.2, stehen außer leuchtend bunten Tonschiefern zwei Kalkarenitbänke an, die ich bisher an keiner anderen Stelle gesehen habe. Proben, die hier geschlagen wurden, führen wiederum eine Fauna, die mit großer Wahrscheinlichkeit dem Oberalb angehört und möglicherweise bis ins Cenoman hineingeht. Im einzelnen wurden beobachtet:

Biticinella breggiensis (GANDOLFI),
Thalmaninella ticinensis (GANDOLFI),
Ticinella roberti (GANDOLFI),
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI),
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER),

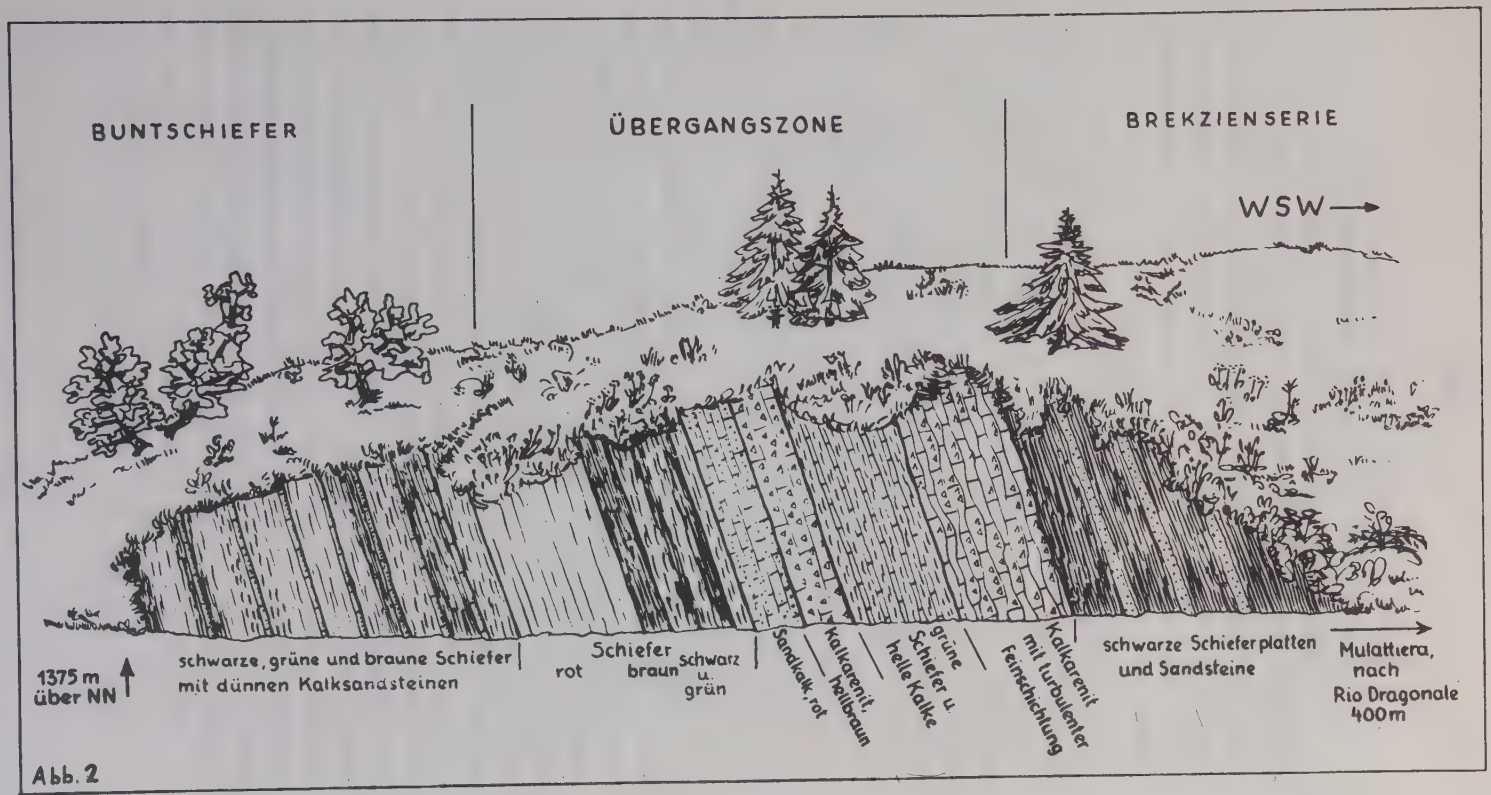
BUNTSCHIEFER
ÜBERGANGSZONE
BREKZIENSERIE
WSW
1375 m über NN
schwarze, grüne und braune Schiefer mit dünnen Kalksandsteinen
rot
Schiefer braun
schwarz u. grün
Sandkalk, rot
Kalkarenit, hellbraun
grüne Schiefer u. helle Kalke
Kalkarenit mit turbulenter Feinschichtung
schwarze Schieferplatten und Sandsteine
Mulattiera, nach Rio Dragonale 400m

Abb. 2

Rotalipora appenninica (RENZ),
Globigerinella sp. und massenhaft
umgelagerte Calpionellen.

Die Fauna ähnelt weitgehend der vom M. Maggiorasca.

Die Buntschiefer-Serie in der Umgebung der Ophiolithberge Aiona und Maggiorasca beginnt also im Oberalb und reicht mindestens bis in das Cenoman hinein. Ein Unterturon-Alter ließ sich nicht nachweisen.

Hervorzuheben ist, daß die Buntschiefer-Serie dieses Gebietes teilweise heteropisch ist mit der Flyschgrauwacke des Gottero-Sandsteins, die offensichtlich nur in dem weiter südwestlich gelegenen, beckentiefsten Teil des Ligurischen Troges zum Absatz gelangte. Die Faziesunterschiede dieser altersgleichen Bildungen sind beträchtlich. Dem Gottero-Sandstein fehlen vor allen Dingen die Grüngesteinskomponenten, die bei S. Stefano das Bild beherrschen. Ein Mißverhältnis besteht auch bei der Betrachtung der Mächtigkeit. Den Buntschiefern mit allenfalls einigen 100 m steht der Gottero-Sandstein mit rund 1000 m gegenüber.

Anhangweise sei hier noch auf eine Sandstein-Mergel-Serie hingewiesen, die beispielsweise am Passo del Brallo zusammen mit bunten Schiefern erscheint. Für diese Sedimente wurde von K.J. REUTTER die Bezeichnung Ostia-Sandstein eingeführt. Der Ostia-Sandstein ist der fazielle Vertreter der cenomanen Buntschiefer-Serie. Im Trebbia-Tal ist nördlich von Traschio am Kilometerstein 73 ein Vorkommen dieses Sandsteins ohne Einschaltung roter Schiefer aufgeschlossen. Es sind gelblich-braune Kalksandsteine, die zwischen 1 und 15 cm stark werden. Ihnen sind gelbe und blaue sandige Mergel eingeschaltet. Buntschiefer-Serie und Ostia-Sandstein sind im Trebbia-Tal, anders als im Deckengebiet, in normal-stratigraphischem Kontakt mit dem Antola-Alberese, von dem sie überlagert werden.

3. Der Antola-Alberese

In der geologischen Apenninliteratur werden kalkig-mergelige Flyschserien heute als "Alberese" bezeichnet, obwohl dieser Begriff ursprünglich für dichte, helle Kalke geprägt worden war. Auf der Karte von ZACCAGNA trägt der Alberese die Bezeichnung "Calcare ad Hel. labyrinthica" und wird dem Eozän zugerechnet. Auch von J. SCHNEIDER, der nur den Alberese im Hangenden der Ophiolithformation zur ligurischen Oberkreide rechnete, wurde der Alberese bei S.Stefano d'Aveto als oberstes eozänes Schichtglied der Autochthons angesehen. Den Untersuchungen von REUTTER und SAMES zufolge hat der Alberese nördlich und südlich von Bedonia, der allochthon von der Ophiolithformation bedeckt wird, ebenfalls Oberkreidealter. Ein Fossilfund von G. MERLA machte es nun wahrscheinlich, daß es sich auch im Aveto-Tal um Alberese oberkretazischen Alters handelt. Inzwischen konnte diese Annahme paläontologisch bestätigt werden. Es besteht also kein Zweifel, daß der Alberese des Aveto-Tales mit dem westlich der Trebbia identisch ist. Daher soll nach dem zwischen Trebbia und Scrivia liegenden Monte Antola der Name "Antola-Alberese" Verwendung finden.

Der Antola-Alberese ist im Arbeitsgebiet allochthon und bedeckt jüngere tertiäre Serien. Stratigraphisch steht er über der Buntschiefer-Serie, die nördlich von Genua und am Ostrand der Antola-Masse regelmäßig an seiner Basis erscheint.

Der Alberese wird aufgebaut aus Mergelkalkbänken, die um 2,5 m mächtig sind und das hervortretende Element einer Wechselfolge darstellen, in der es weiterhin plattige dunkle Mergel, schwarze Schiefer, helle tonige Mergel, hellgraue Kalke und Kalksandsteine gibt. Die Mergelkalke sind dunkel bis schwarz. Trotzdem erzeugt die Verwitterung helle Farbtöne und die Hänge sind mit weißen Scherben bedeckt. Oft sind auch orangefarbene Überzüge zu beobachten. Die hellgrauen Kalke, die mit dem Palombino der AS verwechselt werden können, sind kaum mächtiger

als 1 m. Gewöhnlich werden die Kalke nach oben zu mergeliger, so daß man sehr schön die inverse von der normalen Lagerung unterscheiden kann. Viel wichtiger sind in diesem Zusammenhang die 2 - 5 cm starken Kalksandsteinbänkchen, die an der Basis der Kalkmergelpakete auftreten. Sie können auch dann noch Auskunft über die Lagerung geben, wenn das Gestein tektonisch stark verruschelt ist und der Zusammenhang mit der Kalkbank nicht mehr besteht. Abgesehen von der Korngradierung, die bei der Dimension der Körner höchstens mikroskopisch nachzuweisen wäre, zeigen die Kalksandsteine auf ihrer Unterseite kleine Wülste, die als Kriechspuren bodenständigen Lebens zu deuten sind. Außerdem ist die Unterseite immer mit einer dunkelgrünen Tonhaut überzogen. Die Oberseite ist dagegen völlig glatt oder schwach gewellt.

Dünnschliffe aus den Kalksandsteinen zeigen eckige Quarzkörner, Plagioklasreste, Glimmerschüppchen und Chlorit in kalkiger Matrix. Bisweilen werden guterhaltene Foraminiferen, mitunter auch nur deren Schalenbruchstücke gefunden. Die Kalke sind sehr dicht und zeigen unter dem Mikroskop eine schwache Feinschichtung von umgelagerten und nicht näher definierbaren Fossilbruchstücken. Sie führen außerdem Oligostegina laevigata KAUFMANN 1865, die aus 2 - 3 kugeligen kalkigen Kammern besteht. Die wahre Natur dieser Art ist noch nicht bekannt.

Der Antola-Alberese ist eine monotone, rhythmische Kalk-Mergel-Flyschfolge, an deren Aufbau klastische Anteile in geringem Umfang beteiligt waren. Ob die Ablagerung der Mergel durch turbidity currents erfolgte, wie es KUENEN und MIGLIORINI für Flyschsandsteine der Toskana annehmen, ist ungewiß. Die Sedimentation könnte sich ebenso ganz normal vollzogen haben, nämlich durch Absatz des Schwebs aus trübem Wasser, welches durch Meeresströmungen vom Festland in uferfernere Gebiete gelangte. Anders steht es mit der Sandkomponente. Die Transportkraft dürfte für Fraktionen bis 1 mm schon im litoralen Bereich erlahmt sein, so daß der Sand dort angehäuft und später durch turbidity currents in das Becken eingebracht

wurde. In diesem Becken waren die Lebensbedingungen äußerst ungünstig, denn körperlich erhaltene Fossilien sind selten. Sie sind außerdem fast ausschließlich an Psammite gebunden, mit denen zusammen sie offenbar erst in das lebensfeindliche Beckeninnere verfrachtet wurden. Es handelt sich hierbei um planktonisch lebende Foraminiferen.

Massenhaft vertreten sind fossile Lebensspuren, insbesondere die der Helminthoidea labyrinthica. Italienische Geologen haben daher dem Antola-Alberese wohl mit einer gewissen Berechtigung den Namen Helminthoideenkalk gegeben. Häufig beobachtet man die dünnen und regelmäßig verzweigten Spuren von Chondrites intricatus und die Freßbauten ähnlicher parkettierender Bodenbewohner. Wie A. SEILACHER zeigte, kommt den Lebensspuren keine stratigraphische Bedeutung zu. Es handelt sich vielmehr um Faziesfossilien.

Das Alter des Antola-Alberese ließ sich anhand mehrerer Dünnschliffe bestimmen. Fossilhöffig sind nur die Sandkalklagen. In der Probe Nr.71, die dem Vorkommen bei Pian di Fontana entstammt, wurden beobachtet:

> Globotruncana stuarti DE LAPPARENT,
> Globotruncana lapparenti tricarinata QUEREAU,
> Gümbelina sp., Globigerina sp.

Danach gehört die Fundschicht in das Obercampan/Maastricht.

Am Friedhof von Allegrezze führt die Probe Nr.65:

> Ein- und zweizeilige Gümbelinen ?elegans, ?globulosa, kleine Globigerinen und Globotruncanendurchschnitte.

Auch dieser Fund macht das Oberkreidealter wahrscheinlich. Die paläontologischen Ergebnisse stimmen mit denen anderer Gebiete weitgehend überein. Am häufigsten sind immer wieder Formen, die das Campan/Maastricht-Alter unterstreichen. Bei Genua fand K. GÖRLER (1962) jedoch Globotruncana lapparenti coronata BOLLI. Daher muß die Basis des Antola-Alberese, zumindest in diesem Gebiet,

zwischen Turon und Santon stehen.

Inoceramen, die von G. MERLA im Aveto-Tal westlich von Torrini gefunden wurden, beweisen, daß die Globotruncanen in Sandkalken nicht, wie man annehmen könnte, älteren, umgelagerten Straten entstammen. Sie dürfen daher zur exakten Alterseinordnung herangezogen werden.

Die Mächtigkeit des Antola-Alberese wird von O. LUDWIG mit mindestens 500 m angegeben. Diese Zahl wird von K.J. REUTTER als Maximalwert genannt. C.W. SAMES rechnet sogar nur mit einer primären Mächtigkeit von 250 - 300 m. Voraussetzung für jede Angabe ist natürlich die Entschlüsselung der Tektonik. Vielfach wird die große Mächtigkeit durch kaskadenartig aufgetürmte liegende Falten vorgetäuscht. Im Aveto-Tal schwankt sie sehr stark. So ist westlich von Torrini ein Wert von 400 m festzustellen, dem bei Curletti weniger als 200 m gegenüberstehen. Es ist also schwer, verbindliche Zahlen zu nennen, denn es handelt sich um eine allochthone Schubmasse, deren primäre Mächtigkeit gewiß schon beim Transport reduziert wurde. Bemerkenswert ist die von J. LOESCHKE zwischen Parma- und Cedra-Tal am M. Caio unter guten Aufschlußverhältnissen festgestellte Mächtigkeit von 250 m.

4. Der Foraminiferen-Mergelkalk

Die Bezeichnung wurde von O. LUDWIG für die am M.Penice auftretenden Gesteine gewählt. Obwohl diese Typlokalität 15 km von den Vorkommen des Aveto-Tales entfernt liegt, bestehen nur geringfügige lithologische Unterschiede. Auch die Bezeichnung "Tertiär-Alberese" ist heute geläufig, um eine Verwechslung mit dem sehr ähnlich aufgebauten kretazischen Antola-Alberese zu vermeiden. Bei Pontremoli und im oberen Parma-Tal werden diese Gesteine auch als "Kalke vom Groppo del Vescovo" bezeichnet.

Sowohl stratigraphisch als auch faziell könnte man den Foraminiferen-Mergelkalk sehr gut an den Antola-Alberese anschließen. Es fehlt auch nicht an Autoren, wie z.B. G. MERLA, die glauben, daß die Sedimentation ununterbro-

chen über die Kreide-Tertiärgrenze bis ins Eozän hineinreicht. Der Suche nach tertiären Anteilen im Hangenden der Antola-Masse war jedoch kein Erfolg beschieden und man muß vorläufig annehmen, daß beide in verschiedenen Trögen abgelagert wurden. Die im Arbeitsgebiet zu beobachtende Vergesellschaftung der Alberesevorkommen verschiedenen Alters hat rein tektonische Ursachen.

Der Foraminiferen-Mergelkalk wird aufgebaut von wohlgeschichteten Kalken und Mergeln. Die Mächtigkeit der hellen Kalkbänke liegt zwischen 30 cm und 3,50 m. Ihr Bruch ist glatt oder muschelig. Auch die Mergelbänke können mehrere Meter mächtig werden und zeigen meistens eine gute Schichtung. Die vorherrschende Farbe der Mergel ist grau, in zahlreichen Fällen auch dunkelblau, so daß sie leicht mit denen des Antola-Alberese zu verwechseln sind.

Außer Kalken und Mergeln trifft man auch fossilführende Sandkalke an, in denen die Quarzkörner bis 2 mm Größe erreichen. An der Haarnadelkurve der Avetostraße westlich der Ortschaft Pareto werden diese Sandkalke 2 m mächtig und bauen den steil überkippten Flügel einer NE-vergenten Falte auf. In braunen und feinschuppigen Mergellagen, die sich in Wechsellagerung mit hellen Mergeln und Kalken finden, liegt die Korngröße der Psammite häufig unter 1 mm. Bisweilen zeigen die klastischen Bänke eine Korngradierung. Nummulitenbänke an der Basis der Mergelkalkbänke findet man nördlich von Vicosoprano auf dem Wege zum M. Rolleri. Außer Großforaminiferen enthalten diese Brekzien eckige und schwach gerundete Kalk- und Schieferbröckchen. Die Bänke werden maximal 20 cm mächtig und zeigen auf geringe Entfernung schon beachtliche Mächtigkeitsschwankungen. Sie sind offenbar nur lokal entwickelt, denn an der Straße im Aveto-Tal findet man sie selten.

Die Mächtigkeit des Foraminiferen-Mergelkalkes wechselt von Ort zu Ort, doch kann der Wert von 450 m als Maximum genannt werden.

Das Alter läßt sich ohne Schwierigkeiten anhand von Dünnschliffen feststellen, da Klein- und Großforaminife-

ren stets reichlich vorhanden sind. Herr Prof. Hagn bestimmte die beiden folgenden Proben:

Nr.2 mit Globigerinen, Truncorotalien, Milioliden und Discocyclinen des Paläozän - Mitteleozän;

Nr.26 mit Nummuliten, Discocyclinen, Globorotalien, Truncorotalien und Globigerinen. Nummulites murchisoni BRUNNER läßt die Bestimmung als unteres Lutet zu.

Demnach muß der Foraminiferen-Mergelkalk in das Paläozän bis Mitteleozän gestellt werden. Er bildet das älteste tertiäre Schichtglied, wird aber von jüngeren Serien unterlagert, auf denen er tektonisch ruht. Eng verbunden ist er mit der Kalk-Ton-Serie, die altersgleich oder etwas jünger ist.

5. Die Kalk-Ton-Serie

Die Kalk-Ton-Serie ist den AS mit Palombino-Kalken so ähnlich, daß es immer wieder zu Verwechslungen kam. Schon O. LUDWIG zeigte, daß es sich um eine selbständige Serie handelt, die frei von Ophiolithen ist, reichlich Foraminiferen führt und dem Tertiär angehört. Er interpretierte die Kalk-Ton-Serie bei Bobbio als das normale Hangende des Macigno. Zu diesem Ergebnis kam auch K.J. REUTTER, der im Taro-Tal die Kalk-Ton-Serie als sedimentäre Auflage des Monte-Zuccone-Sandsteins deutete. Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse im Aveto-Tal, wo die dem Aveto-Sandstein aufliegenden Gesteine von D. ZACCAGNA als AS kartiert wurden. Schon J. SCHNEIDER machte klar, daß es sich hierbei aber um eozäne Kalk-Ton-Gesteine handelt. Nachdem von MIGLIORINI für viele Macignovorkommen das Oligozänalter nachgewiesen wurde und er erkannte, daß die Nummuliten umgelagert sind, mußte im Aveto-Tal an einem sedimentären Übergang vom Sandstein in die Kalk-Ton-Serie gezweifelt werden.

Charakteristisch für die Kalk-Ton-Serie ist ein rascher Wechsel von Sandkalken, Kalken und Mergeln, wobei die

Mächtigkeit der einzelnen Bänke meist zwischen 10 und 50 cm liegt. Die Sandkalke können bis 1 m mächtig werden und sind äußerst hart. Sie werden als rostbraune, isolierte Blöcke im Gelände angetroffen und zeigen eine ausgezeichnete Schichtung und Korngradierung, die schon an ihrer äußeren Form sichtbar wird. Die gröberen Lagen vermögen der Verwitterung mehr Widerstand entgegenzusetzen und bleiben als Rippen stehen, während die feineren Partien Vertiefungen bilden. Häufig findet man auch wulstige Oberflächen und Kriechspuren, die aber bevorzugt an geringmächtigen Bänken ausgebildet sind.

Im Dünnschliff sieht man, daß die Sandkalke hauptsächlich aus eckigen Quarz- und Kalkbröckchen zusammengesetzt sind, während Feldspat und Muskowit zurücktreten. Das Bindemittel ist kalkig.

Typisch für die Kalk-Ton-Serie sind hell verwitternde Kalke, die frisch angeschlagen schwachgelbe und mattgrüne Farben zeigen und parallel zur Schichtfläche gestreift sind. Der Bruch dieser reinen Kalke ist glatt. Ihre Streifung wird durch feinste lagenweise Verunreinigungen verursacht. Die gestreiften Kalke sind stets frei von Fossilien. Ebenfalls fossilleer sind helle, sehr harte und feinplattige Mergel sowie dunkle Tone und Schiefer, die das Zwischenmittel aller dieser Gesteine bilden.

Als fossilhöffig können grob gradierte Sandkalke bezeichnet werden, wenn ihre Korngröße der von Nummuliten und anderen größeren Foraminiferen entspricht. Kleinforaminiferen gibt es in harten kieseligen Bänken und in grauen Kalken mit stark zurücktretender SiO_2-Komponente. Es ist auffällig, daß die Foraminiferen immer zusammen mit Gesteinsdetritus vorkommen und niemals in den gestreiften Kalken, Mergeln, Tonen und Schiefern zu finden sind. Daher muß vermutet werden, daß die Fauna entweder älteren Gesteinen entstammt oder zumindest aus anderen Bereichen des Beckens zusammengeschwemmt wurde.

Im Gelände erkennt man die Kalk-Ton-Serie an der dunklen Bodenfarbe, die durch Verwitterung der Sandkalke und

Tonschiefer entsteht. Da die Kalk-Ton-Serie stärker der Denudation unterliegt als die umgebenden härteren Gesteine, tritt sie auch morphologisch gut hervor und ist in ganz besonderer Weise geeignet, Bergschlipfe zu bilden.

Eine etwas abweichende Ausbildung liegt zwischen der Ortschaft Vicosoprano und dem M. Rolleri vor. Die neu angelegte Forststraße führt hier durch dunkelblaue, splittrige Tonschiefer, zwischen denen helle Kalk- und Mergelbänke hervorleuchten. Sandkalke treten weitgehend zurück.

Nicht zu übersehen ist die enge räumliche Beziehung zwischen der Kalk-Ton-Serie und dem Foraminiferen-Mergelkalk, die beispielsweise nördlich von Torrini entlang der Avetostraße zu sehen ist. Hier sind den hellen Mergelkalken zwei je 100 m mächtige Horizonte von dunklen Mergeln und Sandkalken eingeschaltet, die von denen der Kalk-Ton-Serie nicht zu unterscheiden sind. Die selbe Feststellung hat übrigens auch O. LUDWIG in Bobbio gemacht, wo er die eine Ausbildungsweise mit Sandsteinen und dunklen Tonmergellagen der anderen mit Kalken und hellen Mergeln gegenüberstellt. Ebenso liegen die Verhältnisse im oberen Parma- und Enza-Tal, wo der Foraminiferen-Mergelkalk (dort Kalk vom Groppo del Vescovo) über, unter und in der Kalk-Ton-Serie erscheint (J. LOESCHKE, 1965).

Schließlich findet sich die Kalk-Ton-Serie auch noch inmitten der Graumergelserie, die das Liegende des Aveto-Sandsteins bzw. sein Äquivalent bildet. Es sind Einschaltungen, die sich mit ihren dunklen Komponenten deutlich von der Graumergelserie abheben. Mit schwarzen Tonschiefern treten harte, bis 50 cm starke Quarzitbänke, helle, rötlich anwitternde, gestreifte Kalke und graue, feinplattige Mergel auf. Im Gegensatz zur Kalk-Ton-Serie, die in Verbindung mit dem Foraminiferen-Mergelkalk vorkommt, herrschen hier die schwarzen Tone vor, und die grobklastischen Fossilschuttbänke treten weitgehend zurück.

Die Mächtigkeit der Kalk-Ton-Serie kann mit rund 250 m

angegeben werden. Eine genaue Aussage läßt sich wegen der Spezialfaltung nicht machen.

Das Alter der Kalk-Ton-Serie wurde schon von O.LUDWIG bestimmt, der in harten kieseligen Bänken Nummuliten, Orthophragminen und Alveolinen des Mitteleozäns fand. Auch im Taro-Tal ist, wie K.J. REUTTER nachwies, die Kalk-Ton-Serie im Hangenden des Monte-Zuccone-Sandsteins reich an Brekzien mit Nummuliten und anderen Foraminiferen des Eozäns. Schlämmproben aus den mergeligen Zwischenlagen der Serie erbrachten nun aber Faunen, die zum Oligozän gehören und außerdem beweisen, daß der größte Teil der Foraminiferen ein zu hohes Alter anzeigt und demzufolge aufgearbeiteten, älteren Gesteinen entstammen muß. Es lag nun natürlich auf der Hand, die Kalk-Ton-Serie noch dem Autochthon zuzurechnen.

Um eine Fehleinstufung zu vermeiden, wurden mehr als ein Dutzend Mergelproben aus dem Aveto-Tal untersucht. Von diesen brachte nur eine einzige (Nr.190), die südlich von Orezzoli vom Punkt 904 stammt, eine Fauna mit

Globigerina dissimilis CUSHMAN & BERMUDEZ,
Globigerina linaperta FINLAY,
Globigerina venezuelana HEDBERG.

Frau Dr. Fontein-Ellermann bestimmte mir diese Probe als Eozän.

Weitaus einfacher ist es, Sandkalke und Fossilbrekzien zu untersuchen, da ihre Fossilführung schon mit der Lupe erkennbar ist. Eine solche Probe, die 1 km südlich vom M. Crociglia entnommen wurde, zeigt im Schliff Nr.56:

Discocyclinen aus der Seunesi-Gruppe,
?Miscellanea, die Kalkalgengattung Mikrokodium.

Es handelt sich wahrscheinlich um oberes Paläozän (Ilerd).

Ein Sandkalk, der aus der nördlichen Kalk-Ton-Einschaltung im Foraminiferen-Mergelkalk an der Avetostraße aufgesammelt wurde, zeigt im Dünnschliff Nr.61:

Assilina, Discocyclina und Nummulites.

Den Discocyclinen nach zu schließen handelt es sich hier um Mittel - Obereozän.

Westlich vom M. Pescino sind dicht an der Grenze zum Aveto-Sandstein zwischen dunklen splittrigen Mergeln harte Quarzitbänke ausgebildet. Aus einer dieser Bänke zeigt der angefertigte Dünnschliff Nr.96:

Globigerinen, die Gattung Acarinina, die Gattung Turborotalia und ein Gehäuse der Gattung Rotalia.

Die Fundschicht kann demnach in den Zeitbereich höheres Lutet - Obereozän gestellt werden. Herrn Prof. Dr. Hagn, der die Bestimmung der Proben Nr.56, 61 und 96 übernahm, möchte ich für seine Unterstützung nochmals danken.

Im höheren Niveau der Graumergelserie ist unweit von Cattaragna ein Kalk-Ton-Horizont von geringer Mächtigkeit eingeschaltet. Dieser führt im Dünnschliff Nr.140:

Globigerina spp., Globigerina vom Typ Dissimilis, Globorotalia (Acarinina) spp.

Da Truncorotalien vom Aragonensis-Typ fehlen, kann das Obereozän-Alter als wahrscheinlich gelten.

Diese Ergebnisse lassen klar erkennen, daß die Kalk-Ton-Serie einmal gleiches Alter hat wie der Foraminiferen-Mergelkalk, mit dem sie eng verbunden ist. Darüber hinaus ist sie aber deutlich jünger und geht bis ins Obereozän, während der Mergelkalk nur mitteleozänes Alter erreicht. Ein oligozänes Alter ließ sich hier trotz aller Bemühungen nicht nachweisen.

6. Die Graumergelserie

Die Graumergelserie ist ihrer Fazies nach identisch mit dem Tongesteinshorizont O.LUDWIGs in Bobbio. Die neue Bezeichnung wurde gewählt, um den Mergelcharakter und das farbliche Erscheinungsbild der Serie stärker zu betonen. Außerdem sollte der stratigraphischen Stellung der Serie Rechnung getragen werden. Der Tongesteinshorizont von LUDWIG steht in Bobbio über dem Macigno-Sandstein. Im Aveto-Tal erscheint die Graumergelserie im Liegenden des Sandsteins und vertritt ihn im Gebiet des Nure-Tales. Eine Überlagerung des Sandsteins durch die Graumergelserie ist jedoch an keiner Stelle zu beobachten. Daher muß auch der

Darstellung von J.SCHNEIDER widersprochen werden, in der das Tongestein als Hangendes des Sandsteins im Aveto-Tal interpretiert wird.

Die Graumergelserie erscheint bei Ruffinati im Liegenden des Aveto-Sandsteins. Sie folgt dem Aveto-Fluß bis zur Trebbia in der Gegend von Marsaglia. Außerdem ist sie im E zwischen Rocconi und Retorto im Nure-Tal verbreitet. Auffälligstes Kennzeichen ist die hellgraue oder gelbgraue Farbe der Mergel, auf denen sich nur eine spärliche Vegetation auszubreiten vermag. Bemerkenswert ist die überaus gleichmäßige Ausbildung. Kompakte, mehrere Meter starke Bänke sind so einheitlich aus feinstem Gesteinsdetritus zusammengesetzt, daß die Schichtung kaum erkennbar wird. Im Mergel treten aber auch zentimeterstarke Sandkalklagen auf, die der Serie dann ein feinplattiges Aussehen verleihen. Zu einer größeren Differenzierung hinsichtlich der Korngröße und des angelieferten Materials kam es nur in begrenztem Umfang. Körperlich erhaltene Makrofossilien wurden nicht gefunden. Das gelegentliche Auftreten von Wurmspuren entlang den Schichtflächen bezeugt allerdings die Existenz einer Bodenfauna. Die Mächtigkeit der Serie muß mit mindestens 500 m angegeben werden.

In Dünnschliffen sind in einer sehr feinfilzigen Grundmasse aus Kalzit und Ton hauptsächlich Serizit und Quarz zu beobachten. Pyrit und Chlorit sind allgemein, aber untergeordnet vertreten. Die durchschnittliche Korngröße beträgt 3µ. In gröberen Lagen erkennt man zusätzlich frischen Plagioklas und stark kaolinisierten Orthklas. Das Schliffbild zeigt weiterhin schlierenförmige und unregelmäßig verdrehte Partien, in denen organische Reste angereichert sind. Offenbar erfolgte der Absatz in einem lebhaft bewegten Meeresbecken.

Wiederholt trifft man zwischen dem Aveto-Fluß und der Ortschaft Casella die Kalk-Ton-Serie als Zwischenschaltung in der Graumergelserie an. Es sind linsenförmige und selten durchlaufende Vorkommen, die stark verfaltet sind und mit ihren dunklen Tonschiefern sich deutlich

von den grauen Farbtönen abheben. Einige der kleineren Vorkommen könnte man sich olisthostomatisch entstanden denken. Interessant sind die Verhältnisse im Nure-Tal, wo Kalk-Ton-Gestein einmal in der autochthonen Graumergelserie auftritt, zum anderen mit dem allochthonen Foraminiferen-Mergelkalk.

Im Nure-Tal wurde die Graumergelserie bereits von C.W. SAMES als "Mergel von Pertuso" beschrieben. Sie wird auf der Ostseite des Tales ohne Zwischenschaltung weiterer allochthoner Einheiten von Serpentiniten überlagert. Es lag daher nahe, die Graumergel als Hüllsediment der Ophiolithe zu betrachten. Nach Kenntnis der Verhältnisse im Aveto-Tal besteht jedoch kein Zweifel, daß es sich um zwei verschiedene Einheiten handelt und ihre engen Beziehungen tektonisch bedingt sind.

Der Aveto-Sandstein, der am Kraftwerk Ruffinati sich mit Normalkontakt über der Graumergelserie aufbaut, steht bei Selva als ein 500 m mächtiges Paket an. Auf der gegenüberliegenden Talseite sucht man ihn zwischen Salsominore und Ciglio della Colla vergebens. Ein hier dem Autochthon aufliegender Serpentinit beweist, daß der Sandstein nicht abgetragen wurde, sondern schon primär fehlte. Sein fazieller Vertreter ist die Graumergelserie, die demnach nicht nur unter, sondern auch neben dem Sandstein steht. Dafür spricht auch die 100 m mächtige Graumergeleinschaltung, die westlich der Costa delle Fornaci keilförmig in die Sandsteinfolge hineingreift.

Aus der Graumergelserie wurden 10 Schlämmproben aufbereitet, deren Begutachtung ich Frau Dr. Fontein-Ellermann verdanke. Von diesen 10 Proben erwiesen sich 5 als fossilleer. Von den restlichen waren in dreien die Faunen so schlecht erhalten, daß eine Bestimmung nicht durchführbar war. An der Hauptstraße bei Ruffinati führte

Nr.213: Bruchstücke von Stilostomella? sp.

Eine zeitliche Einstufung ist nicht möglich. An der Straße Cattaragna-Curletti zwischen Punkt 877 und 871 brachte

Nr.209: Globorotalia sp., Globigerina dissimilis CUSHMAN & BERMUDEZ.

Das mögliche Alter ist damit Eozän - Oligozän. Der Faunencharakter spricht aber für Eozän. Das schon erwähnte Kalk-Ton-Vorkommen 750 m östlich von Cattaragna führte im Schliff 140 eine Fauna, die wahrscheinlich in das O-Eozän zu stellen ist. Ergiebiger waren zwei Proben, die von K.J. REUTTER und E. SERPAGLI im Nure-Tal entnommen wurden.

Die Probe F4 stammt 400 m westlich von Pertuso. Unmittelbar im Hangenden stehen Gesteine der Kalk-Ton-Serie an. Es wurden gefunden: Globigerina venezuelana HEDBERG, Cyclammina cancellata BRADY, Eponides umbonatus (REUSS), Vulvulina spinosa CUSHMAN, Cassidulina cfr. subglobosa horizontalis CUSHMAN & RENZ, Eponides abatissae (SELLI), Parrella mexicana (COLE), Cibicides cfr. mexicanus NUTTALL und Nodosarienbruchstücke vom Typ Nodosarella.

Die Probe F7 stammt 700 m nordwestlich von Pertuso. Es wurden beobachtet: Globigerina venezuelana HEDBERG, Parrella mexicana (COLE), Cibicides cfr. micrus BERMUDEZ, Cibicides grimsdalei NUTTALL, Cibicides sp. und Gyroidina sp.

Trotz des Artenreichtums kann das Alter dieser beiden Proben nicht genauer als Obereozän - Oberoligozän angegeben werden. Globigerina venezuelana HEDBERG, Cassidulina cfr. subglobosa horizontalis CUSHMAN & RENZ und Cibicides cfr. mexicanus NUTTALL sind zwar maximal im Oligozän verbreitet, können aber nicht das Oligozänalter der Graumergelserie beweisen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Graumergelserie jünger ist als der Foraminiferen-Mergelkalk und daß die stratigraphische Abfolge Foraminiferen-Mergelkalk/ Kalk-Ton-Serie/ Graumergelserie wahrscheinlich ist. Die Graumergelserie wird vorwiegend dem Obereozän angehören. Ob und wieweit die Sedimentation ins Oligozän hineingeht und wann sie durch die gebirgsbildenden Vorgänge unterbrochen wurde, bleibt offen.

7. Der Aveto-Sandstein

Weitverbreitet sind im Nordapennin Flyschsandsteine, die als Macigno bezeichnet werden. Der Macigno ist definiert als das oberste Glied einer kalkigen mesozoischen Schichtfolge mit kretazischer und eozäner Scaglia Rossa in seinem Liegenden. Die mächtige Sandsteinfolge, die in der weiteren Umgebung der Apuaner Alpen verbreitet ist, entspricht dem Toskanikum.

Westlich vom Hauptgebiet sind in Ligurien einige Macignovorkommen bekannt geworden, die aber eine gewisse Sonderstellung einnehmen. Das sind der Sandstein bei Bobbio, der des Taro-Tales bei Bedonia und der nördlich von Rezzoaglio im Aveto-Tal. Die tieferen Glieder des Autochthons sind hier entweder nicht aufgeschlossen oder zeigen eine von der toskanischen abweichende Ausbildung.

Das Vorkommen im Aveto-Tal zeigt hinsichtlich seiner Konglomeratführung und der bunten Farben eine weitere Besonderheit, die den Begriff Macigno nicht mehr gerechtfertigt erscheinen läßt. Die italienischen Geologen sprechen daher neuerdings auch vom Macigno des Aveto-Typs, um ihn von anderen Vorkommen zu unterscheiden. Hier sei er Aveto-Sandstein genannt.

Der Aveto-Sandstein entwickelt sich durch Schüttung von gröberem Gesteinsdetritus aus der Graumergelserie. Der Übergang ist im N des Aufnahmegebietes gut zu beobachten. An der Avetostraße schalten sich etwa 200 m südlich vom Kraftwerk Ruffinati die ersten Sandsteinlagen in die hellen, kompakten Bänke der Graumergelserie ein. Im Hangenden treten dann immer häufiger 20 bis 30 cm starke Sandsteinbänke auf. In der Übergangszone ist auf 20 m das Verhältnis von Sandstein zu Graumergeln gleich. Nun nimmt die Mächtigkeit der Sandsteinbänke rasch zu, während sich die Graumergel auf die dünnen Zwischenlagen beschränken. Obwohl für diese flyschähnliche Folge grüne Sandsteine charakteristisch sind, treten hier an der Basis noch graue Farbtöne auf.

Auch am Westhang des Aveto läßt sich unterhalb von Lisore über mehrere 100 m sehr schön der sedimentäre Kontakt zwischen Graumergelserie und Aveto-Sandstein beobachten. Hier reichen die Graumergel bis an die 500 m - Linie heran. Darüber stellen sich dunkle, splittrige Mergel ein, die mitunter rote oder grüne Farben zeigen. Ebenso wie an der Straße erscheinen anfangs dünne Sandlagen. Sie nehmen aber sehr schnell an Mächtigkeit zu, während die Mergel zurücktreten.

Typisch für den Aveto-Sandstein sind saftig grüne, oft mehrere Meter mächtige Sandsteinbänke und Mergel von dunkelgrauer und grünlicher Farbe. Graue Sandsteinbänke sind in der Nähe der Graumergelserie anzutreffen und kommen untergeordnet vor. Die Wechselfolge von psammitischen und pelitischen Lagen wird zuweilen unterbrochen durch Kalke und Kalkmergel, die jedoch nicht mächtiger als 50 cm werden. Allen Komponenten gemeinsam ist eine braune Anwitterungsfarbe.

Abweichend von der Normalausbildung schalten sich zwischen dem Rio Campetti und der Costa Coverera rote und grüne Tone ein. Sie stellen das Zwischenmittel der Sandsteine dar, die dort in der Regel sehr glimmerreich sind und nicht stärker als 40 cm werden. Die bunten Tone, die an manchen Stellen vermergeln, finden sich in einem 150 m mächtigen Horizont, der über 2 km im Streichen zu verfolgen ist. ROVERETO, der die Struktur des Aveto-Sandsteins als NE-vergente liegende Falte gedeutet hatte, glaubte, daß die bunten Tone und Mergel der Scaglia entsprechen.

Diese Anschauung kann jedoch nicht mehr aufrechterhalten werden. Es wurde beobachtet, daß der Sandstein, von wenigen Ausnahmen abgesehen, normal einfällt und die bunten Tone und Mergel eine Einschaltung im Sandstein selbst sind.

Von allen Autoren, die sich bisher mit dem Aveto-Sandstein beschäftigt haben, werden mächtige Konlomerate beschrieben. In der italienischen Literatur tragen sie die Bezeichnung "cicerchina". An der Talstraße ist die Kong-

lomeratführung des Aveto-Sandsteins an verschiedenen Stellen zu beobachten. Besonders fällt sie an der großen Flußschleife im Bereich der Costa Coverera ins Auge. Hier bauen die Konglomeratbänke einen 300 m mächtigen Horizont auf, in dem weiterhin Sandsteinbänke eingeschaltet sind und daher der Schichtcharakter erhalten bleibt. Die Konglomeratbrocken haben meist Nuß- bis Hühnereigröße. In einzelnen Fällen erreichen sie einen Durchmesser von 1 m. Zu den Ausnahmen ist ein von J.SCHNEIDER erwähntes Granitgeröll von 1,20 m Größe zu rechnen.

Die Beteiligung, Art und Größe der einzelnen Komponenten wurde an einem 15 m^2 großen Straßenaufschluß nördlich vom Castello ermittelt:

60% Ophiolithe	Gabbros, Spilite und Serpentinit. Durchmesser von 2 bis 30 cm.
35% Metamorphite u.a. kristalline Gesteine	Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolite, Granite, Mikrogranite, Pegmatite, Aplite, Diorite, Andesite, Quarzite und Marmore. Durchmesser zwischen 1 und 25 cm.
5% Sedimentite	schwarze und grüne Tonschiefer, schwarze und rote Hornsteine, mesozoische Kalke, Kalke mit Chondriten und tertiäre Kalke. Durchmesser zwischen 3 und 10 cm.

Das Vorherrschen von Ophiolithen in den Konglomeraten des Aveto-Tales ist auch von J.SCHNEIDER hervorgehoben worden. Dieser Autor stellt allerdings abweichend von den hier gemachten Beobachtungen fest, daß die größten Gerölle aus Metamorphiten oder saurem Kristallin bestehen.

ROCCATI, ROVERETO und SACCO sahen im Auftreten der kristallinen Konglomerate Anzeichen einer voreozänen Gebirgsbildung. Ob die Freilegung des kristallinen Untergrundes mit einer Faltung verbunden war, bleibt offen. Interessant ist, daß während der Sedimentation des Aveto-

Sandsteins Ophiolithe aufgearbeitet wurden, die aller Wahrscheinlichkeit nach der Ligurischen Unterkreide entstammen.

In zahlreichen Dünnschliffen wurde der Mineralbestand des Aveto-Sandsteins untersucht:

Schliff 16 (Abzweigung der Straße nach Cattaragna am Punkt 627 der Hauptstraße). Die größten Körner haben einen Durchmesser von 2,5 mm. Sie bestehen aus Quarz, der infolge tektonischer Beanspruchung in Subindividuen zerfallen ist, die undulöse Auslöschung zeigen. Daneben unzersetzter Plagioklas, wenig Orthoklas und Mikroklin. Chlorit kommt in 0,3 mm großen Körnern vor. Außerdem ein Spilitbröckchen, wenig Muskowit, Kalk und Sedimentbruchstücke. Die Matrix besteht aus Gesteinsdetritus. Quarz bildet den Hauptgemengteil. Der Schliff enthält mehr Feldspat als Sedimentreste.

Schliff 150 (Schnittpunkt der Avetostraße mit der Linie Ascona - Vicosoprano). Größe der stärksten Körner ist 1,25 mm, im Durchschnitt 0,2 mm. Große Mikroklin- und Quarzindividuen. Letztere stark kataklastisch mit undulöser Auslöschung. Reichlich frischer Plagioklas und kaolinisierter Orthoklas sowie Muskowit und Chlorit. Größere Spilit- und Andesitbruchstücke. Sehr wenig Kalk, der offenbar sekundärer Entstehung ist. Das Bindemittel besteht aus feinstem Gesteinsdetritus.

In allen nun folgenden Schliffen überwiegen Kalk- und Sedimentanteile gegenüber den Feldspäten.

Schliff 97 (M. Rolleri bei Vicosoprano). Das größte Korn hat 0,4 mm Durchmesser. Überwiegend eckiger bis mäßig gerundeter Quarz. Daneben ist Muskowit reichlich vorhanden. Frischer Plagioklas und untergeordnet stark zersetzter Orthoklas, weiterhin Pyrit und organische Substanz. Die Matrix ist stark kalkig.

Schliff 88 (100 m östlich von Probe 16). Einheitliche Korngröße von 0,1 mm. Überwiegen von eckigem Quarz und in Lagen ausgerichtetem Muskowit. Wenig Plagioklas

und Orthoklas. Daneben Chlorit, Granat und organische Substanz. Das Bindemittel ist kalkig.

Schliff 118 (il Poggio, zwischen Torrio und Boschi) und Schliff 126 (Südlich von Ferre, am Rio Rolleri) führen neben Quarz und Kalkstückchen hauptsächlich Serpentin. Die Korngröße beträgt 0,5 bzw. 0,35 mm. Feldspäte treten gegenüber Serpentin und Sedimentbröckchen zurück.

Schliff 233 (Basis des Macigno von Traschio am Oberlauf des Rio Magliato). Die Korngröße beträgt 0,1 mm. Die Quarze sind eckig bis mäßig gerundet. Neben Plagioklas und Muskowit unbestimmbare Fossilreste und organische Substanz. Die Matrix ist stark karbonatisch.

Schliff 242 (300 m nördlich von Ponte di Lavaia am rechten Ufer der Trebbia). Die Durchschnittskorngröße ist 0,3 mm. Die eckigen Quarze sind z.T. undulös auslöschend. Es kommen Feldspäte, Muskowit und Titanit vor, untergeordnet Kalk- und Sedimentbröckchen. Das Bindemittel besteht teils aus Karbonat, teils aus feinstem Gesteinsdetritus.

Die Schliffe 233 und 242 entstammen dem Sandsteinvorkommen von Traschio. Ihr Mineralbestand unterscheidet sich nur geringfügig von den Proben, die im Aveto-Tal entnommen wurden. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der Aveto-Sandstein sein Material sowohl von Sedimenten und oberflächennahen Magmatiten als auch von plutonischen und metamorphen Gesteinen bezog.

Der Aveto-Sandstein besitzt Merkmale, die für eine Sedimentation durch turbidity currents sprechen. Die Bänke sind scharf von den oberen und unteren Mergellagen abgesetzt. Die Korngröße (0,1 - 2,5 mm) nimmt im allgemeinen innerhalb einer Bank kontinuierlich nach oben hin ab. Gröberer Detritus ist oft völlig unregelmäßig eingestreut. Zwischen der Costa Coverera und Cattaragna sind feinkonglomeratische Bänke mit gut gerollten Quarzen von 1 bis 2 cm Durchmesser entwickelt. Sie liegen unsortiert im Sandstein von 1 mm Korngröße.

Vereinzelt sind im Sandstein Schiefer- und Mergelbruchstücke erkennbar, die aus vielen Turbiditen beschrieben werden. Sie müssen im halbverfestigten Zustand einsedimentiert worden sein. Die Fragmente sind oft identisch mit den Zwischenmitteln der Sandsteine. Bei Ponciore wurde eine 50 cm große Platte eines grauen Mergelkalkes mit "Chondrites intricatus" gefunden. Obwohl diese Spuren stratigraphisch bedeutungslos sind, wird vermutet, daß es sich um ein eingeschwemmtes Bruchstück des Antola-Alberese handelt.

Besonders schön sind am Aveto-Sandstein Spuren und Marken auf der Unterseite der Psammitbänke ausgebildet. Im einzelnen handelt es sich um "flute casts", "groove casts" und "slide casts", außerdem um verschiedene Wurmbauten und Kriechspuren von Bodenbewohnern. Die Gebilde auf den Bankunterseiten sind ohne Zweifel syngenetisch entstanden. In Flyschserien sind sie allgemein verbreitet, wenn Psammite zur Ablagerung gelangten.

Unterflächenspuren und Korngradierung dienen im Gelände zur Bestimmung der Lagerungsverhältnisse. Die Wülste zeigen außerdem eine deutliche Orientierung. So sind sie nicht nur innerhalb einer Schicht parallel, sondern mit geringen Abweichungen auch in aufeinanderfolgenden Bänken. An flute casts sind Luv- und Lee-Seite gut zu unterscheiden. Daher ist es möglich, die Schüttungsrichtung bzw. die Lage des Sedimentliefergebietes zu ermitteln.

Am Aveto-Sandstein wurden für die Strömungsmarken Werte zwischen 150 - 160° gemessen. Sie verlaufen parallel zur Trogachse, folgen weitgehend der Streichrichtung und weisen nach SE. Diese Beobachtung deckt sich mit den Ergebnissen einer Arbeit von E.TEN HAAF, der die Turbidite der Toskana untersuchte. Dieser Autor stellte fest, daß dort die Marken ebenfalls nach SE weisen und demzufolge das Herkunftsgebiet im NW zu suchen ist.

Wenn die Richtung der Unterflächenwülste tatsächlich mit der Schüttungsrichtung übereinstimmt, müssen die tertiären Flyschsandsteine des Apennin einem Liefergebiet

entstammen, das etwa im Bereich der Poebene am NW-Ende des Troges lag. Von hier muß eine Verfrachtung bis zu 200 km Entfernung erfolgt sein.

Die Konglomerate im Aveto-Tal sind aller Wahrscheinlichkeit nach nicht so weit transportiert worden, sondern stammen, wie J.SCHNEIDER bereits darlegte, von der "Ostligurischen Schwelle", die im W zu suchen ist. Dieser Ansicht möchte ich mich anschließen, obwohl bisher keine Strömungsmarken gefunden wurden, die auf eine Schüttung von den Seiten her hindeuten.

Einerseits zeigt der Aveto-Sandstein alle typischen Merkmale des Flysches. Er zeichnet sich aus durch monotone Fazies, Korngradierung, gute Schichtung, Unterflächenwülste und die Armut an Körperfossilien. Andererseits sind Konglomerate, die hier mächtige Bänke aufbauen, für den Flysch untypisch. Das Vorkommen derartiger Gerölle beschränkt sich übrigens nicht nur auf den Apennin. Ähnliche Bildungen wurden von M. KSIAKIEWICZ aus dem Flysch der Karpathen beschrieben. Durch die Konglomeratführung ergeben sich gewisse Ähnlichkeiten mit der Molasse.

Die Bildungen der Molasse, die im Apennin unter der Bezeichnung "Tongriano" laufen, führen am Rand der Poebene sowie bei Borgotaro und Monteregio rote Mergel und Tone, über denen sich Konglomerate und Sandsteine einstellen. Das Tongriano greift diskordant auf den Untergrund einer vermutlichen Außenzone des Apennin über. Danach wird es noch von Verschuppungen und damit verbundener Bruchtektonik betroffen. Im Gegensatz dazu sind die Gerölle im Aveto-Sandstein stark in die Faltung mit einbezogen worden. Es muß offen bleiben, inwieweit Aveto-Sandstein und Tongriano gleichaltrig sind. Für das Tongriano ist das Oligozänalter von J. LOESCHKE (1965) bewiesen worden. Der Aveto-Sandstein mag noch ins Oligozän hineinreichen.

J. SCHNEIDER stellte den Aveto-Sandstein aufgrund von Nummulitenfunden an der Costa Coverera ins Eozän. Das gleiche Alter gab man bisher auch den Macignovorkommen in der Toskana. Als MIGLIORINI 1944 im Serchio-Tal Num-

muliten und Lepidocyclinen in den "brecciole" an der Basis des Macigno fand, ergab sich, daß der Sandstein nicht älter als Oligozän sein konnte. Die Nummuliten zeigten ein zu hohes Alter an. Daher mußten sie umgelagert worden sein. Diese Entdeckung zeigt, daß die Nummuliten nur unter Vorbehalt zur Altersbestimmung geeignet sind. Daher wurden die Mergellagen des Aveto-Sandsteins auf ihren Fossilinhalt untersucht. Das Ergebnis war negativ, denn nur eine Probe enthielt eine Fauna, die sich zudem als nicht bestimmbar erwies. In unmittelbarer Nähe der roten und grünen Mergel wurde am Rio Campetti ein Mergelkalk gefunden, der Stilostomellen und Kilo-Gümbelinen führte. Es fehlen jedoch typische Formen, so daß eine genaue zeitliche Einordnung nicht möglich ist. Eine weitere Probe wurde bei il Poggio zwischen Torrio und Boschi entnommen. An dieser Stelle sind die Bänke etwas kalkhaltiger und reich an Serpentinbruchstücken. Im Dünnschliff sind Durchschnitte von Kleinforaminiferen zu erkennen. Dazu teilt mir Herr Prof. Dr. Hagn mit, daß die kleinwüchsige Globigerinenfauna keine weitgehenden Schlüsse zuläßt. Möglicherweise handelt es sich aber schon um Oligozän.

Von großer Bedeutung für die stratigraphische Stellung des Aveto-Sandsteins ist ein tertiäres Geröll, welches ich in den Konglomeratbänken fand. Es handelt sich um einen Mergelkalk von 6 cm Durchmesser, der vor seiner Aufarbeitung bereits verfestigt war. Aufgrund reicher Fossilführung konnte er einwandfrei als Untereozän bestimmt und zum Foraminiferen-Mergelkalk gestellt werden.

Meiner Ansicht nach kann die Ablagerung des Aveto-Sandsteins nicht vor dem Obereozän begonnen haben. Er muß etwas jünger sein als die Basisschichten der Graumergelserie und ebensoalt wie deren Hangendteile. Die Graumergelserie dürfte vorwiegend dem Obereozän angehören. Dasselbe gilt also auch für den Aveto-Sandstein. Ob er ins Oligozän hineingeht, ist ungewiß.

II. Die magmatischen Gesteine

Ebenso wie in den Alpen und Dinariden erscheinen auch im Apennin magmatische Gesteine, die für die Deutung der Tektonik stets eine wichtige Rolle gespielt haben. Sie treten quantitativ so hervor, daß man den Begriff "Ophiolithformation" geprägt hat. Dabei handelt es sich überwiegend um Serpentinite, mehr untergeordnet um Spilite, Gabbros und andere verwandte Gesteine. G. STEINMANN gibt das Massenverhältnis von Serpentinit zu Spilit und Gabbro mit 5:2 an. Er betont, daß alle Ophiolithe blutsverwandt sind und einem ursprünglich einheitlichen Magma entstammen. Eine Sonderstellung nehmen die Granite ein. Sie kommen zwar zusammen mit den Ophiolithen vor, wurden aber schon von den Vertretern der Deckentheorie als Schubspäne des ligurischen Grundgebirges gedeutet.

Die magmatischen Gesteine sind einerseits eng verknüpft mit Radiolariten, Calpionellenkalken und den AS mit Palombinos. Andererseits kommen sie und ihre Aufarbeitungsprodukte in der Brekzien- und Buntschiefer-Serie vor. Der Oberkreide-Alberese ist weitgehend frei von ophiolithischem Material. Daher können die Laven dieses initialen Vulkanismus (STILLE) in dem Zeitintervall Oberjura bis Cenoman aufgedrungen sein. Eine absolut sichere Altersseinstufung stößt immer wieder auf Schwierigkeiten, da kontaktmetamorphe Umwandlungen selten sind. Außerdem wurden die Primärkontakte im Gefolge der tektonischen Ereignisse weitgehend zerstört.

1. Der Serpentinit

Dieses basische Gestein kommt im Aufnahmegebiet an mehreren Stellen vor und ist schon aus größerer Entfernung an der Vegetationslosigkeit und der braunen Anwitterungsfarbe erkennbar. Der größte Serpentinit baut im N des Aufnahmegebietes den Ciglio della Colla auf. Er bedeckt ein 2 km^2 großes Areal und ist der isolierte Rest einer ursprünglich vom M. delle Tane westlich des Aveto bis

zum M. Ragola östlich der Nure sich erstreckenden Serpentinit-Zone. Das Herkunftsgebiet dieser Serpentinite, die allenthalben auf jüngeren Gesteinen ruhen, lag zwischen Aveto und Trebbia. Die anomale Lage des Serpentinits läßt sich anhand des Vorkommens nördlich von S. Stefano verdeutlichen. Als kalottenförmiger Körper erhebt er sich in der langgestreckten Mulde zwischen dem M. di Mezzo und dem M. Bocco. Eine dünne Lage chaotisch gefalteter Palombino-Argille trennt ihn vom liegenden Antola-Alberese. Dieser fällt flach ein und läßt erkennen, daß ein Zuführkanal für den Serpentinit fehlt. Er zeigt Spuren tektonischer Beanspruchung und wird von Kluftflächen durchzogen, die wohl nicht mit dem inneren Gefüge in Beziehung zu setzen sind. Dieses Vorkommen ist so stark magnetisch, daß die Kluftflächen sich mit einem normalen Kompaß nicht einmessen ließen. Sehr häufig sind fettig-grünliche Harnischflächen, die ihre Entstehung der Tektonik verdanken. Sie bieten den abtragenden Kräften einen guten Angriffspunkt und begünstigen die Blockfeldbildung. Kleinere Serpentinite sind stark zertrümmert und werden von hellen Schnüren aus Kalzit oder talkähnlichen Mineralen durchzogen.

Petrographisch handelt es sich um aus Olivin entstandenen Maschenserpentin mit viel Maghemit, farblosem Klinopyroxen und Resten von Orthopyroxen.

Am M. Bocco erscheint ein erzreicher Pyroxenit. Unter dem Mikroskop sieht man, daß die Pyroxene uralitisiert sind und der übrige Mineralbestand durch Chlorit und Kalkspat völlig verdrängt wurde. Etwas Albit ist untergeordnet vertreten.

Der Serpentinit ist im Apennin das älteste Förderprodukt des basischen Geosynklinalvulkanismus. Dies lehren die Verhältnisse auf Elba, wo Serpentinit gangförmig von Gabbro durchdrungen wird, während der Spilit sowohl den Serpentinit als auch den Gabbro durchsetzt. STEINMANN entdeckte 1913 bei Aulla neben Serpentinit kontaktmetamorph veränderte Calpionellenkalke und folgerte, daß der

Serpentinit jünger sein mußte als die umgebenden Kalke. Von GÖRLER und REUTTER wurden inzwischen weitere Kontakte gefunden, so daß für einen Teil der Ophiolith-Vorkommen das oberjurassisch bis tief unterkretazische Alter gesichert ist. Im Arbeitsgebiet werden viele große und kleine Vorkommen von Palombinokalken begleitet. Das ist bei den meisten Serpentiniten, die dicht an der Basis der überschobenen Ophiolithformation liegen, der Fall. Zwar wurden keine Kontakte gefunden, doch spricht die enge Vergesellschaftung mit den Kalken auch hier für das oberjurassisch bis unterkretazische Alter dieser Serpentinite.

Anders steht es mit Serpentiniten, die im zentralen Teil der Brekzien-Serie auftreten. Hier fehlen die Palombinos, während das umhüllende Gestein aus Schiefern und Sandsteinen nebst Brekzien besteht. Das trifft für fast alle zwischen Fontanigorda und dem M. Aiona liegenden Vorkommen zu. In der Regel vollzieht sich der Übergang vom Ophiolith zum Sediment über einen Brekzienhorizont, der stellenweise aber auch fehlen kann.

Auffallend ist westlich von Brignole die konkordante und schichtige Lagerung des Serpentinits, die an einen sill erinnert. Die Kontakte sind aber durchweg tektonischer Natur, so daß die Entstehung des Serpentinits in der höheren Unterkreide unwahrscheinlich ist. Vor allen Dingen bezeugen Brekzien in unmittelbarer Nähe, daß während dieser Zeit schon ophiolithisches Material aufgearbeitet und umgelagert wurde. Was sich in kleinem Maßstab abspielte, dürfte ebenso auch in größerem Umfang möglich gewesen sein. In diesem Sinne wird also an eine Resedimentation von gewaltigen Ophiolithblöcken zur Zeit der höheren Unterkreide gedacht.

Ganz ähnlich wie hier im Arbeitsgebiet liegen auch die Verhältnisse an der Ponte Barberino bei Bobbio, wo ein Serpentinit gegen den von LUDWIG so genannten "Horizont polygener Brekzien und Sandsteine" grenzt. Dieser ist absolut identisch mit der Brekzien-Serie und überlagert nach J. SCHNEIDER (1935) transgressiv den Serpentinit.

Bei einer Exkursion zur Barberinobrücke konnten Herr Dr. Sames und ich an den gradierten Brekzienbänken die inverse Lagerung der gesamten, den basischen Körper überdeckenden Schichtfolge feststellen. Demnach muß man also alles auf den Kopf stellen, so daß dann zwangsläufig aus der Transgressionsbrekzie am unmittelbaren Kontakt zum Serpentinit eine tektonische Brekzie wird, die entstand, als der basische Körper in die Sedimente hineinglitt.

Hier, ebenso wie im Aveto-Tal, handelt es sich meiner Meinung nach um Serpentinite, die zwischen dem Oberjura und der tieferen Unterkreide intrudierten und dann im Apt - Unteralb disloziert wurden.

2. Der Gabbro

Unter den grünen Gesteinen ist der Gabbro in diesem Gebiet äußerst selten. Hinsichtlich seiner tektonischen Stellung unterscheidet er sich nicht von den übrigen Ophiolithen. Im Arbeitsgebiet ist nur das Vorkommen am Kastell bei Cariseto zu nennen. Rein äußerlich ist sehr leicht eine Verwechslung mit grobkörnigem Spilit möglich. Das Schliffbild ist dem des Granits auffallend ähnlich. Das Gestein ist nahezu restlos mylonitisiert worden. Nur einzelne rundlich begrenzte Inseln, die in einer Matrix aus Chlorit und zertrümmerten Feldspäten schwimmen, lassen den primären Mineralbestand noch erkennen. Neben stark zersetztem Plagioklas kommt völlig chloritisierter Orthopyroxen vor. Außerdem ist weniger stark zersetzter Klinopyroxen zu beobachten, der aber, verglichen mit den rhombischen Pyroxenen, quantitativ zurück tritt. Daneben ist reichlich Erz vorhanden. Den Mineralkomponenten nach handelt es sich hier also um einen Hyperit.

3. Der Spilit

Dieses Gestein findet sich in mehreren kleinen Vorkommen und baut die Berggruppe Maggiorasca und Groppo Rosso auf. Charakteristisch ist die ausgedehnte Schuttbildung

der Spilite, wodurch oft die Kontakte zum Nebengestein verdeckt werden. Die häufige Anwesenheit von Hämatit führt bei der Verwitterung zu weitgehender Rotfärbung des Bodens, der wegen seiner Fruchtbarkeit geschätzt wird.

Der reine Spilit ist ein graugrünes, dichtes und sehr hartes Gestein, welches man nur in den zentralen Teilen des Groppo Rosso oder in Pillow-Laven findet. Weitaus häufiger kommen Spilitagglomerate vor, die tiefgründig verwittern und im Anschlag in einzelne Bröckchen zerfallen. Vielfach erkennt man, daß vom reinen Spilit allmähliche Übergänge in die Spilitagglomerate und -Brekzien bestehen. So läßt sich beispielsweise an der Rocca Marsa ausgezeichnet der Übergang vom festen grobkörnigen Spilit, der den Groppo Rosso aufbaut, über eine agglomeratische Zwischenzone bis hin zu Pillow-Laven beobachten. Schließlich sieht man in der Randzone eine fest verbackene Brekzie aus Kalk- und Spilitbrocken. Ebenso besteht ein struktureller Übergang vom offensichtlich tieferliegenden, grobkörnigen Spilit zu den feinkörnigen Pillow-Laven, die auf effusive Entstehung im Wasser hindeuten.

Ein angefertigter Dünnschliff aus einem mittelkörnigen Spilit zeigt 0,5 - 1 mm lange Plagioklasleisten. Daneben treten größere, bis 6 mm lange Plagioklaseinsprenglinge auf. In den Zwickeln der Na-reichen Feldspäte sitzen Klinopyroxene. Sie sind z.T. chloritisiert worden. Chlorit tritt in unregelmäßigen Schlieren sowie in 2 mm großen Hohlräumen auf und wird verdrängt durch Kalkspat. Das Gestein enthält reichlich Ti-Magnetit und Ilmenit. Die Struktur ist ophitisch bis doleritisch.

Die Palombinokalke treten nur im Trebbia-Tal nördlich von Losso als umhüllendes Nebengestein des Spilits auf. Hier wurde an der Rocca dell'Aquila ein kontaktmetamorph veränderter Kalk gefunden, der von Albitkristallen durchwachsen ist. Obwohl der paläontologische Beweis nicht erbracht werden konnte, besteht kein Zweifel, daß es sich hierbei um einen Palombino handelt. Folglich dürfte dieser Spilit im Unterneokom entstanden sein.

Die übrigen Spilite im Arbeitsgebiet sind mit ganz anderen Gesteinen verknüpft. Bei S.Stefano d'Aveto werden sie von der Buntschiefer-Serie begleitet. Auf dem Weg nach Villa Cella sind sie in die Schiefer und Sandsteine der Brekzien-Serie eingeschaltet. Am Rio Dragonale liegt in unmittelbarer Nähe der schon beschriebenen Brekzie eine Pillow-Lava konkordant in der Schieferfolge. Die Kontakte sind hier stark tektonisch überprägt, so daß keine definitiven Schlußfolgerungen gezogen werden können. Es sind zwei Möglichkeiten in Erwägung zu ziehen:

1. Eine Magmenförderung in der höheren Unterkreide, die verbunden mit Gaseruptionen auch zur Entstehung der Brekzien führte.
2. Eine Magmenförderung fand zu dieser Zeit nicht statt. Es handelt sich um ältere Spilite, die von einer Schwelle resedimentiert wurden. Die Brekzien sind das Aufarbeitungsprodukt dieser älteren Ophiolithe.

Meiner Ansicht nach ist die zweite Möglichkeit die wahrscheinlichere. Dafür sprechen auch die Gegebenheiten am Spilit westlich von Costa Figara. Hier ist an der Hauptstraße der Kontakt Pillowlava / Sediment sehr gut aufgeschlossen. Die Schiefer und Sandsteine fallen vor der Grenze invers nach W ein, so daß in ihrem stratigraphisch Hangenden der Spilit liegt. Dieser fällt nun aber, wie Form und Ausrichtung der Pillows zeigen, invers nach E ein. Damit liegt hier eine Diskordanz vor, die nicht für eine synsedimentäre Entstehung der Lava spricht. Man kann sich jedoch sehr gut vorstellen, daß der Spilit als großer Block, der beim Transport auf den Kopf gestellt wurde, in das Sediment hineingeglitten ist.

4. Der Granit

Granite werden in der Apenninliteratur ausführlich beschrieben, obwohl sie immer nur örtlich auftreten und es sich dabei um Vorkommen geringen Ausmaßes handelt. Oft messen sie nur wenige m^3, doch können auch Größen von über 100 m erreicht werden. Die Granite sind fast stets

an die Ophiolithformation gebunden. Sie liegen als Blöcke in den Schiefern der AS oder auch in unmittelbarer Nachbarschaft der Ophiolithe selbst. Stets sind sie wurzellos und ortsfremd.

TARAMELLI und DE STEFANI vertraten gegen Ende des vergangenen Jahrhunderts die Meinung, der Granit sei ein Differentiat der Ophiolithe. Diese Anschauung wurde von den Vertretern der Deckentheorie nicht geteilt. Sie deuteten die Granite als exotische Blöcke, die beim Vormarsch der Decke als Späne vom Grundgebirge der Liguriden mitgerissen wurden.

Klarheit über den Chemismus der Granite brachte schon die eingehende Untersuchung durch BONATTI (1933). Er stellte fest, daß sie wegen ihrer CaO-Armut zur alkalischen Sippe gehören und daß deutliche Beziehungen zu den variskischen Graniten des alpinen Orogens bestehen.

G. MERLA beschäftigte sich 1933 ebenfalls ausführlich mit dem Granitproblem und beschreibt auch das im Gebiet von S.Stefano d'Aveto liegende Vorkommen vom M. dei Preti. Seinen Untersuchungen zufolge handelt es sich durchweg um mylonitisierte Granite, die sich nicht in die Tiefe fortsetzen, keine thermischen Kontakte zum Nebengestein haben und nicht als Differentiat eines ophiolithischen Magmas angesehen werden können.

Die Ansicht der meisten Autoren, daß es sich um variskische Granite handelt, konnte inzwischen von P.EBERHARDT, G.FERRARA und E.TONGIORGI (1962) bestätigt werden. Sie bestimmten das absolute Alter nach der K/Ar-Methode. Untersucht wurden die Vorkommen bei Bobbio, am Cisa-Paß und bei La Spezia. Das Alter aller dieser Granite wird mit rund 300 Millionen Jahren angegeben.

Im Arbeitsgebiet handelt es sich um kleinere Vorkommen, die Hausgröße erreichen oder als metergroße Blöcke mit Schiefern oder Kalken vergesellschaftet sind. Sie treten dicht an der Überschiebungsbahn auf. Ihr kataklastisches Gefüge ist meistens schon makroskopisch gut erkennbar. Häufig sieht man zerbrochene Quarze und Feldspäte in

einer grünlich chloritischen Grundmasse, die größere unversehrte Inseln umgibt. Die mylonitisierten Granite zeigen im Dünnschliff undulös auslöschende Quarze und Plagioklase in einer Matrix aus Chlorit und kleinen Bruchstükken aus Quarz und Feldspat.

Bei Allegrezze wurde ein völlig intakter Granit gefunden, der neben Quarz und Albit große Orthoklaskristalle, frischen Muskowit und stark entfärbten Biotit führte. Es handelt sich also um einen Alkaligranit. In diesem Granit stecken Einschlüsse eines grünen, feinkörnigen Gesteins. Es sind Porphyre, die auch schon andernorts gefunden wurden. Im Dünnschliff erkennt man große, randlich resorbierte Quarzdihexaeder und Albiteinsprenglinge in porphyrischer Grundmasse. Ein anderer Schliff zeigt mikrographische Verwachsungen zwischen Quarz und Kalifeldspat sowie eine strahlsteinartige Hornblende, die offenbar neugebildet worden ist.

An der Prato della Cipolla wurde ein Granit gefunden, der mit scharfem Kontakt von feinkörnigem Spilit begrenzt wird. Wiederum liegt ein mylonitisierter Granit vor. Die enge Nachbarschaft beider Gesteine, von der schon K.J. REUTTER und C.W. SAMES (beide 1960) berichtet hatten, spricht dafür, daß Granite beim Aufdringen der Ophiolithmagmen mit hochgeschleppt wurden. Die Kataklase erfolgte wahrscheinlich schon vor der Magmenförderung.

Die meisten Granite dicht an der Überschiebungsbahn dürften während des Cenomans als exotische Blöcke sedimentiert und später bei der Überkippung und Überschiebung der Brekzien-Serie in ihre heutige Lage gebracht worden sein.

C. DIE FAZIESZUSAMMENHÄNGE

Im Nordapennin unterscheidet man schon seit G.STEINMANN den Faziesraum der Toskaniden von dem der Liguriden. Da es hierüber eine umfangreiche Literatur gibt und erst in jüngster Zeit von REUTTER und SAMES (1964) die neuesten Ergebnisse publiziert wurden, soll hier nur in kurzen Zügen auf die für das Arbeitsgebiet wichtigen Unterschiede aufmerksam gemacht werden.

1. Das Toskanikum

Die Sedimentation beginnt mit pflanzenführenden Schiefern und Sandsteinen im Oberkarbon. Das Mesozoikum ist überwiegend kalkig. Von der Obertrias bis zum Unterjura kamen Schiefer, Dolomite und Kalke zur Ablagerung. Darüber folgen Radiolarite des Jura und an der Wende Jura / Kreide die hellweißen Maiolica-Kalke. Die Scaglia Rossa als wesentliches toskanisches Element leitet von der Oberkreide in das Eozän hinein. Darüber baut sich dann die mächtige Flyschserie des Macigno auf. Er hat oligozänes Alter und ist teilweise sogar noch jünger.

2. Das Ligurikum

Im Bereich der Liguriden sind Radiolarite und Maiolica-Kalke die ältesten bisher bekannten Sedimente. Daß diese unmittelbar dem Grundgebirgsgranit auflagen, ist nicht anzunehmen, denn Gesteine der Trias und des Jura sind sowohl im E bei La Spezia, als auch im W, in der Zone Sestri-Voltaggio, abgelagert worden. Es wird daher vermutet, daß ältere mesozoische Sedimente im Liegenden der Liguriden ähnlich wie in den Toskaniden entwickelt sind. Radiolarite und Maiolica-Kalke sind in beiden Gebieten gleichzeitig abgelagert worden und zeigen, daß eine Faziesdifferenzierung noch nicht eingetreten war. Deutliche Unterschiede zeichneten sich nun aber seit der Unterkreide ab. In der sich rasch absenkenden Ligurischen Geo-

synklinale entstand die kalkig-tonige Folge der AS_1, die dem untersten Neokom angehört. Darüber wurden die AS_2 mit Kalksandsteinen und schließlich die AS_3 in fast reiner Schieferausbildung sedimentiert. Alle AS-Glieder zusammen sind rund 3000 m mächtig. Den AS_3 im Gebiet des Lavagna-Tales, die etwa im Apt - Unteralb stehen, entspricht im NE-Teil des Beckens die Brekzien-Serie. Diese führt gröberen Ophiolithdetritus, welcher von einer Grenzzone im E des Ligurikums angeliefert wurde. Damit wird eine Faziesdifferenzierung eingeleitet, die im Oberalb - Untercenoman noch deutlicher in Erscheinung tritt. Während dieser Zeit wurde im SW die 1000 m mächtige Flyschgrauwacke des Gottero-Sandsteins abgelagert. Dieser Bildung steht im NE eine Buntschiefer-Serie mit Kalken und Ophiolithschutt gegenüber. Erst im Cenoman / Unterturon greift die Buntschiefersedimentation auf das gesamte Becken über und vermittelt zum oberkretazischen Antola-Alberese, der als eine rund 1000 m mächtige Flyschfolge im Ligurikum fast überall verbreitet ist.

Damit wird die Sedimentation in jenen Gebieten unterbrochen, in denen es zur Ablagerung des Antola-Alberese gekommen war. Zu dieser Ansicht muß man gelangen, da Tertiärsedimente im Hangenden der Antola-Masse bisher nicht nachgewiesen werden konnten. Lediglich der Caio-Alberese im Gebiet des Parma- und Enza-Tales, der aus dem Ligurikum zu beziehen ist, zeigt einen sedimentären Übergang ins Paläozän (J.LOESCHKE, 1965). Die Gegebenheiten bei Traschio sprechen dafür, daß die Hauptmasse der Tertiärsedimente jedoch nicht im Hangenden des Kreide-Alberese abgelagert wurden. Vielmehr muß das vom Antola-Alberese bedeckte Areal im Tertiär bereits Hochgebiet gewesen sein, während die Sedimentation in einer nordöstlich vorgelagerten Grenzzone fortgesetzt wurde.

Umgelagerte Globotruncanen, die in den tertiären Gesteinen sehr häufig zu finden sind, entstammen wahrscheinlich dem Antola-Alberese und können als Beweis dafür angesehen werden, daß die Tertiärsedimente nicht im Hangenden der Antola-Masse anzuschließen sind.

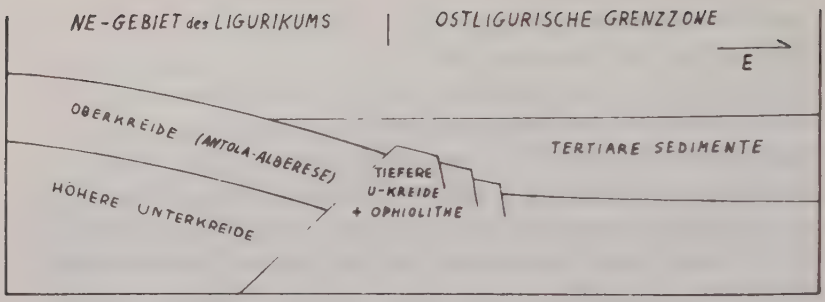

Abb.3. Das Sedimentationsgebiet im Tertiär.

3. Die Ostligurische Grenzzone

Das östliche Randgebiet des Ligurikums nimmt eine stratigraphische und tektonische Sonderstellung ein, die schon im Mesozoikum zu erkennen ist. Die obersten Glieder der AS und der Antola-Alberese fehlen hier, so daß die Zugehörigkeit zum Ligurikum lediglich durch das Vorhandensein der Palombinokalke angezeigt wird. Im Tertiär wurden in dieser Zone Foraminiferen-Mergelkalk, Kalk-Ton-Serie und Aveto-Sandstein abgelagert. Eine Parallelisierung des Aveto-Sandsteins mit dem Macigno der Toskana ist wegen der Alters- und Faziesunterschiede nicht möglich.

Um die Sonderstellung der Grenzzone genauer zu beschreiben, ist es zweckmäßig, die Entwicklung der Reihe nach zu verfolgen.

a) Die Entwicklung im Mesozoikum

Im Oberjura unterscheidet sich die Entwicklung nicht von der in den Nachbargebieten, denn Radiolarite und Maiolica-Kalke sind auch hier zum Absatz gelangt. Eine Differenzierung trat im unteren Neokom ein. Durch vertikale Krustenbewegungen wurde die Grenzzone in eine antithetische Bruchschollentreppe umgewandelt. Diese vermittelt

zwischen dem hoch liegenden Toskanikum und dem sich rasch absenkenden Ligurischen Trog. Zur gleichen Zeit entstand die annähernd 1000 m mächtige Folge der AS_1 mit Palombinokalken, die sich sowohl im zentralen Ligurikum als auch in der Grenzzone findet. An den Dehnungsstörungen, die ein Absinken des Ligurischen Troges möglich gemacht hatten, drangen nun die Ophiolithe auf. Es muß hervorgehoben werden, daß der Vulkanismus ausschließlich an die Grenzzone gebunden ist. Zuerst erfolgte die Förderung von ultrabasischen Laven, die intrusiv im tieferen Niveau der oberjurassisch und tief unterkretazischen Sedimente erstarrten. Dann drangen weniger basische Laven auf, die entweder intrusiv als grobkörnige Diabas-Spilite Platz nahmen oder als Pillow-Laven am Meeresboden ausflossen. Die Zahl und Größe der heute weit über den Apennin verstreuten Ophiolithe zeigt, daß dieser Magmatismus gewaltige Ausmaße gehabt haben muß. Im zentralen Teil des Ligurischen Troges, der frei von Grüngesteinen war, wurden nun die AS_2 mit Kalksandsteinen abgelagert. Es kann angenommen werden, daß diese auch in der Grenzzone zum Absatz gelangten. Ganz gewiß hörte hier aber die Sedimentation mit dem höheren Apt auf. Die Grenzzone mit ihren Ophiolithen liegt jetzt über dem Niveau des Meeresspiegels und wird damit zum Abtragungsgebiet. Als Produkte einer Aufarbeitung großen Stils fallen brekziöser Schutt der oberjurassisch bis unterkretazischen Gesteine und vor allen Dingen der Ophiolithe an. Zusammen mit großen Ophiolithblöcken glitt der Gesteinsdetritus, dem Gefälle folgend, nach SW in das ligurische Becken hinein. Die Transportkraft der Schuttströme kann nicht sehr groß gewesen sein, da im Gebiet des Lavagna-Tales schon keine Brekzien mehr vorkommen. Wenn zur gleichen Zeit eine aktive Magmenförderung stattfand, kann ein Teil der Brekzien pyroklastischer Entstehung sein. Daß es sich aber um submarine Aufarbeitungsprodukte handelt, ist nicht anzunehmen.

Während im zentralen Ligurikum der Gottero-Sandstein abgelagert wurde, behielt die Ostligurische Grenzzone ihre Hochlage bei und lieferte weiterhin ophiolithisches

Material, welches z.B. bei S.Stefano d'Aveto in der Buntschiefer-Serie vorkommt. Im Cenoman / Unterturon muß, wie die vielen Granite auf sekundärer Lagerstätte zeigen, stellenweise sogar der kristalline Untergrund der Grenzzone erodiert worden sein. Sie trat jetzt wohl nur noch als schmale, steil aufragende Inselkette in Erscheinung, so daß in ihrem vom Meer überfluteten Bereich wieder sedimentiert werden konnte. Die Abtragung des exponierten Restes war, als der Antola-Alberese entstand, weitgehend abgeschlossen. Im Gebiet der Ostligurischen Grenzzone fehlt der Antola-Alberese. Daß andere ins Gewicht fallende Sedimente der Oberkreide abgelagert wurden, ist nicht anzunehmen.

b) Die Entwicklung im Tertiär

In der Ostligurischen Grenzzone wurde die Sedimentation im Tertiär fortgesetzt. Die Tertiärsedimente greifen teils auf den vom Sediment entblößten kristallinen Untergrund über, teils liegen sie auf Ophiolithen und deren Hüllgesteinen, teils auf Ostia-Sandstein und Buntschiefern. Die Sedimentation wurde im Paläozän mit dem Foraminiferen-Mergelkalk oder Tertiär-Alberese eingeleitet. Eng verbunden mit dem Mergelkalk, der bis ins Mitteleozän hineingeht, sind die altersgleichen und jüngeren Gesteine der Kalk-Ton-Serie. Sie finden sich auch noch im Obereozän und haben im Taro-Tal sogar oligozänes Alter. Wichtig ist nun weiterhin der Aveto-Sandstein, eine Flyschserie, die dem Obereozän angehört und vielleicht ins Oligozän hineingeht. Die drei tertiären Einheiten sind zusammen rund 1000 m mächtig.

Vergleichbare oder identische Tertiärgesteine finden sich als allochthone Komplexe bei Pontremoli und im oberen Parma-Tal. Sie entstammen durchweg der Ostligurischen Grenzzone, die von Ottone über Rezzoaglio nach SSE verläuft und zwischen Moneglia und Lévanto ins Meer hineingeht. Die Zone wurde fast überall zerstört oder von anderen Gesteinen überdeckt. Das Tertiär im Aveto-Tal ge-

hört mit dem von Bobbio zum Nordteil der Zone, während die Komplexe im Parma-Tal ihrer südlicher gelegenen Fortsetzung entsprechen dürften. Lithologische Unterschiede sind, was Tertiär-Alberese und Kalk-Ton-Serie anbelangt, kaum zu beobachten. Die Sandsteine sind zwar verschieden ausgebildet, tragen aber gemeinsame Züge, die deutlich hervortreten, wenn Aveto-Sandstein und Petrignacola-Sandstein verglichen werden. Die Konglomeratführung und die grüne Farbe ist beiden gemeinsam. Im Dünnschliff sind sie nicht zu unterscheiden. Daß im Aveto-Tal kein Äquivalent des Ponte Bratica-Sandsteins existiert, kann in Kauf genommen werden, denn es ist nicht zu erwarten, daß eine Übereinstimmung bis in alle Einzelheiten vorliegt. Als Beispiel für die Faziesdifferenzierung, die schon in einem verhältnismäßig kleinen Gebiet auftritt, können die Verhältnisse im Autochthon bzw. Parautochthon des Arbeitsgebietes angeführt werden.

Bei Ruffinati erscheint an der Basis des Aveto-Sandsteins die Graumergelserie, die hier als seine normalsedimentäre Unterlage anzusehen ist. Der Sandstein ist auch über Salsominore hinaus nach N zu verfolgen, obwohl er dort in den Darstellungen verschiedener Autoren nicht mehr verzeichnet ist. Schon bei Lisore ist seine Mächtigkeit erheblich geringer als unterhalb von Orezzoli. Sie nimmt dann auf Kosten der Graumergelserie nach N immer weiter ab. Am Kilometer 60 der Trebbiatalstraße zwischen Ponte Organasco und Marsaglia kommen schließlich nur noch einige geringmächtige Sandsteinhorizonte innerhalb der Graumergelserie vor.

Während der Sandstein in Richtung auf das im NW liegende Liefergebiet allmählich ausdünnt, vollzieht sich der Übergang nach NE, wo er von der Graumergelserie vertreten wird, sehr rasch. Auf der Westseite des Aveto steht der Sandstein am Hang bei Selva noch als ein 500 m mächtiges Paket an. Auf der gegenüberliegenden Seite ist er bereits ausgekeilt. Hier liegt der Serpentinit des Ciglio della Colla unmittelbar der Graumergelserie auf. Weiter im S ist bei Cattaragna der Aveto-Sandstein auch auf der

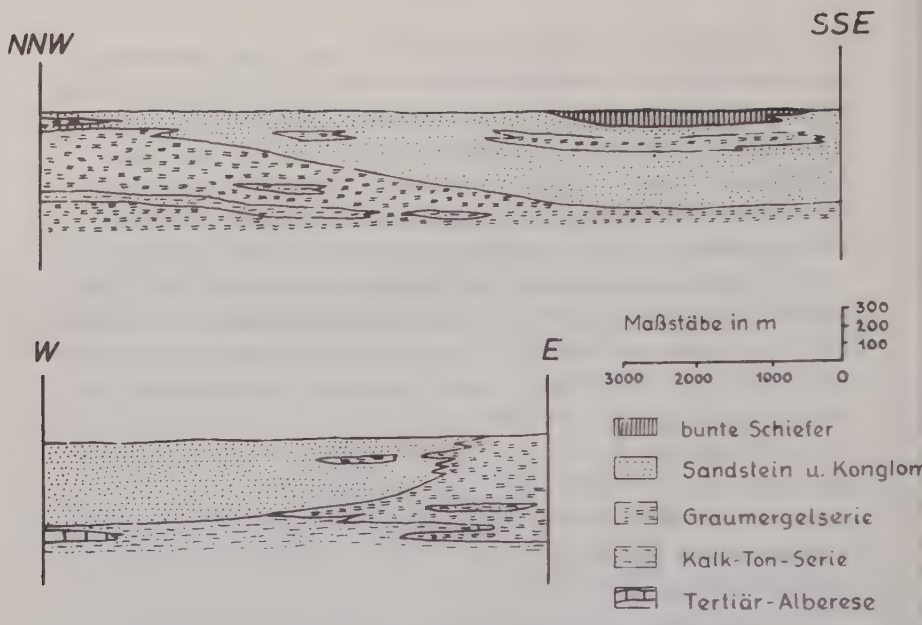

Abb.4 zeigt die Faziesverhältnisse, wie sie sich im Arbeitsgebiet darstellen. Das obere Profil entspricht einer Linie, die zwischen Ponte Lencino und Confiente im N beginnt und nach S bis Castagnola verläuft: Die Graumergelserie bildet das Liegende des Aveto-Sandsteins.
Das untere Profil entspricht etwa der Linie Traschio - Salsominore - Casella: Die Graumergelserie bildet nur im E das Liegende sowie das Äquivalent des Aveto-Sandsteins. Im W stehen Kalk-Ton-Serie und Foraminiferen-Mergelkalk an der Basis des Aveto-Sandsteins.

Ostseite aufgeschlossen. In der Nähe der Ortschaft stehen an der neuen Straße nach Curletti Sandstein- und Konglomeratbänke an. Obwohl man hier kurz vor dem Trogende steht, ist die Bankmächtigkeit unverändert geblieben. Es tritt aber die graue Farbe des Sandsteins und der Zwischenlagen in den Vordergrund. Diese ist für das Verbreitungsgebiet der Graumergelserie bezeichnend. Eine 100 m mächtige Einschaltung der Graumergelserie, die westlich der Costa delle Fornaci keilförmig in die Sandsteinfolge hineingreift, leitet ebenfalls zum östlichen Faziesgebiet über. Die eigentliche Übergangszone zwischen Aveto-Sandstein und Graumergelserie ist bereits der Abtragung an-

heimgefallen, so daß die Grenzverhältnisse nicht mehr zu studieren sind. Es bleibt jedoch festzuhalten, daß die 500 m mächtige Sandsteinfolge nach NE auf 1000 m Entfernung restlos auskeilt und von der Graumergelserie ersetzt wird.

Wie die Verhältnisse im SE liegen, ist unbekannt, da der Sandstein unter andere Gesteinsserien abtaucht.

Bei Traschio im W erscheint unter dem Aveto-Sandstein die Kalk-Ton-Serie mit einzelnen Schollen des Tertiär-Alberese. Es handelt sich um einen eindeutigen Normalkontakt. Die Graumergelserie, die im Aveto-Tal an der Sandsteinbasis ansteht, ist hier nicht zu beobachten. Sie muß demnach bereits ausgekeilt sein.

Ein Geröll des Tertiär-Alberese in den Konglomeratbänken des Aveto-Sandsteins zeigt, daß Teile des ältesten Tertiärs im Obereozän schon wieder aufgearbeitet wurden. Man kann das in Zusammenhang bringen mit der Bildung einer dem Trog parallelen Schwelle im SW-Gebiet und dem Wandern der Trogachse nach NE. Auch die kristallinen Gerölle des Aveto-Konglomerats können von dieser Schwelle angeliefert worden sein.

Es ist heute natürlich nicht mehr möglich, den Beweis für die Existenz der tertiären Schwelle zu erbringen. In erster Linie stößt man immer wieder auf Raumprobleme, die sich erst eliminieren lassen, wenn die Tektonik entschlüsselt werden kann. Die tektonischen Vorgänge können aber ohne stratigraphische und paläogeographische Kenntnisse nicht gedeutet werden. Daher müssen viele Aussagen, die die Ostligurische Grenzzone betreffen, hypothetisch bleiben.

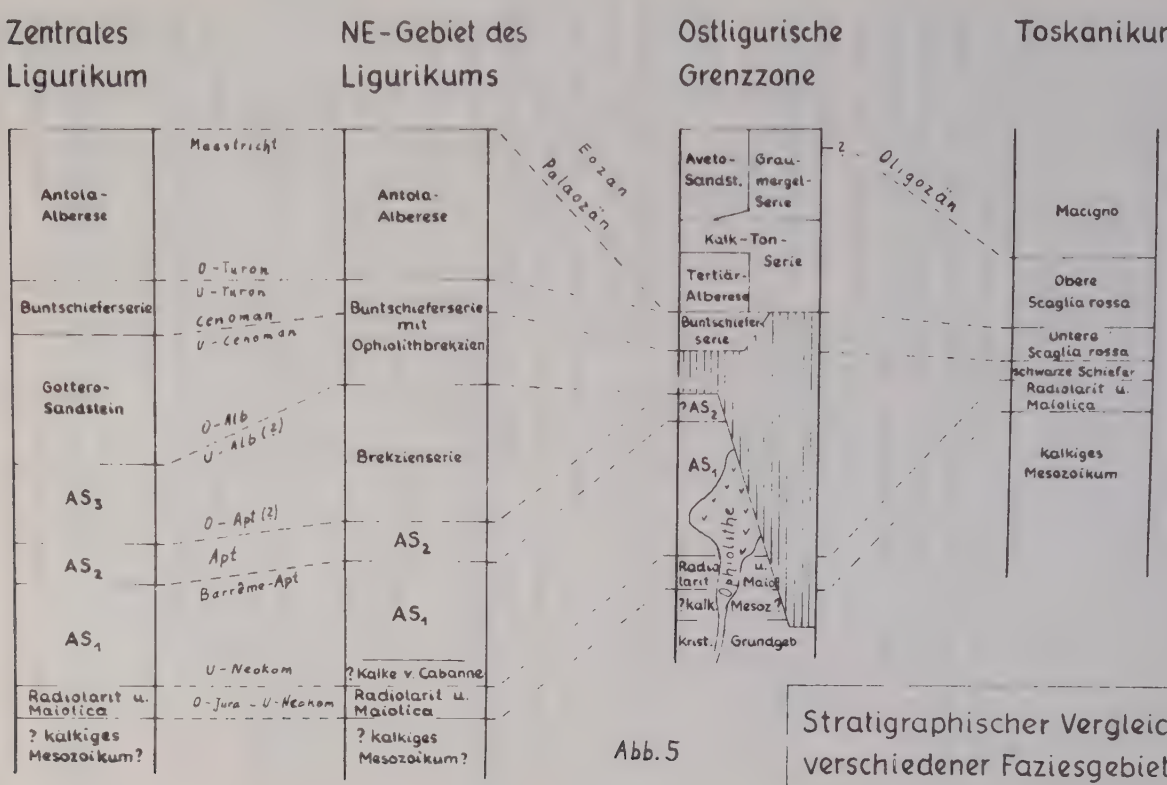

Abb. 5

Stratigraphischer Vergleich verschiedener Faziesgebiete

D. TEKTONIK

1. Überblick

Ohne speziell auf die anomalen Lagerungsverhältnisse hinzuweisen, wurden im stratigraphischen Teil die verschiedenen Gesteinsserien in chronologischer Reihenfolge vorgestellt. Daß die Gesteine im Arbeitsgebiet nicht in normaler Abfolge übereinander liegen, war von Anfang an zu erwarten, denn schon frühere Autoren hatten die allochthone Auflagerung von Älterem auf Jüngerem festgestellt. Nach der Neubearbeitung können die folgenden tektonischen Einheiten unterschieden werden:

1. Das Autochthon und Parautochthon, zu dem die jüngsten tertiären Gesteine, nämlich Aveto-Sandstein und Graumergelserie gehören.
2. Der erste allochthone Komplex, dem Foraminiferen-Mergelkalk und Kalk-Ton-Serie als ältere tertiäre Gesteine angehören.
3. Der zweite allochthone Komplex des oberkretazischen Antola-Alberese.
4. Der dritte allochthone Komplex der Ophiolithe und ihrer Begleitgesteine.

Es liegt jeweils ein älterer Komplex auf einem jüngeren. Die weitgehend normale Lagerung zeigt, daß es sich hierbei nicht um ein überkipptes Normalprofil handelt.

2. Das Autochthon und Parautochthon

Auf der Geologischen Karte von ZACCAGNA ist im Aveto-Tal ein Sandsteinvorkommen von 9 km Länge und 2 bis 3 km Breite verzeichnet. Dem Kartenbild nach scheint hier eine einfach gebaute Antiklinale vorzuliegen, die als Fenster unter den älteren Schichten durch die Erosion des Aveto freigelegt wurde. Frühere Autoren haben die Struktur des Aveto-Sandsteins stets als einfachen Sattel gedeutet. Im Rahmen der Neuaufnahme ergab sich jedoch, daß die Struktur wesentlich komplizierter ist.

Der NW-streichende Sandstein fällt im Durchschnitt mit 40° nach SW ein und läßt sich, was in der Karte von ZACCAGNA nicht ersichtlich ist, von der Ponte Lencino im N bis Ruffinati im Aveto-Tal am linken Hang des Flusses verfolgen. Auf der gegenüberliegenden Talseite fehlt der Sandstein, da er dort schon primär nicht vorhanden war. Bei Ruffinati greift er nun auch auf den rechten Hang über, während seine Mächtigkeit ständig zunimmt. Sie erreicht zwischen Cattaragna und Torrio stellenweise mehr als 2000 m. Dieses mächtige, vom Aveto scharf zerschlitzte Sandsteinpaket fällt gleichsinnig nach SW ein und läßt in sich kaum große tektonische Unregelmäßigkeiten erkennen. Bei der Untersuchung zeigte sich, daß invers einfallende Partien vorhanden sind. Sie nehmen aber sehr geringe Ausmaße an und lassen keinesfalls eine Interpretation im Sinne ROVERETOs zu. Dieser Autor deutete die Struktur des Aveto-Sandsteins als eine große, NE-vergente liegende Falte, in deren Kern die Scaglia Rossa auftritt. Der überkippte Schenkel, den diese Falte haben müßte, ist jedoch nicht vorhanden. Außerdem können die bunten Tone nicht mit der Scaglia in Zusammenhang gebracht werden. Es handelt sich hierbei um eine sedimentäre Zwischenschaltung im Sandstein selbst.

Da die Anschauung von ROVERETO nicht den tatsächlichen Gegebenheiten gerecht wird, mußte nach einer anderen Lösung des Problems gesucht werden. Dabei muß man stets von dem rund 2000 m dicken Sandsteinpaket ausgehen, welches mit SW-Fallen zwischen Torrio und Cattaragna beiderseits des Aveto aufragt. Erst etwa oberhalb der 1100 m-Linie findet man am Osthang Sandsteinbänke, die häufig nach S oder mit sehr geringen Werten nach E einfallen. Von hier aus bleibt bis zur Hangendgrenze nur noch wenig Platz, so daß es geometrisch unmöglich ist, den mächtigen Schichtstoß hier unterzubringen. Bei Torrio taucht ein allenfalls 300 m mächtiges Sandsteinpaket nach E ab.

Am Westrand ist zu erkennen, wie die großen Sandsteinmächtigkeiten und die damit zusammenhängenden Raumprobleme am Ostrand entstehen. Wie in der beiliegenden Geolo-

gischen Karte zu sehen ist, springt die Grenze des Sandsteins bei Rovereto und am Ronco Marcon mehrmals rechtwinklig nach W vor, um dann wieder in die Südrichtung einzuschwenken. Dieser Grenzverlauf ist bedingt durch ein dachziegelartiges Übereinanderliegen von großen, scharf abgeschnittenen Sandsteinpaketen. Sie bauen insgesamt 5 verschiedene Einheiten auf. Die erste ist identisch mit dem Sandsteinzug, der vom N in das Untersuchungsgebiet hereinkommt und als unterster Komplex I zum Autochthon gehört. Dann folgen die parautochthonen Einheiten II bis V, die ursprünglich weiter im SW lagen und von dort abgeglitten sind. Im Blockdiagramm (Abb.6) sind die Lagerungsverhältnisse am Westrand schematisch dargestellt.

Der autochthone Sandstein I tritt ganz im N, wie bereits erwähnt, selbständig auf. Er zeigt bei Selva (Profil D)

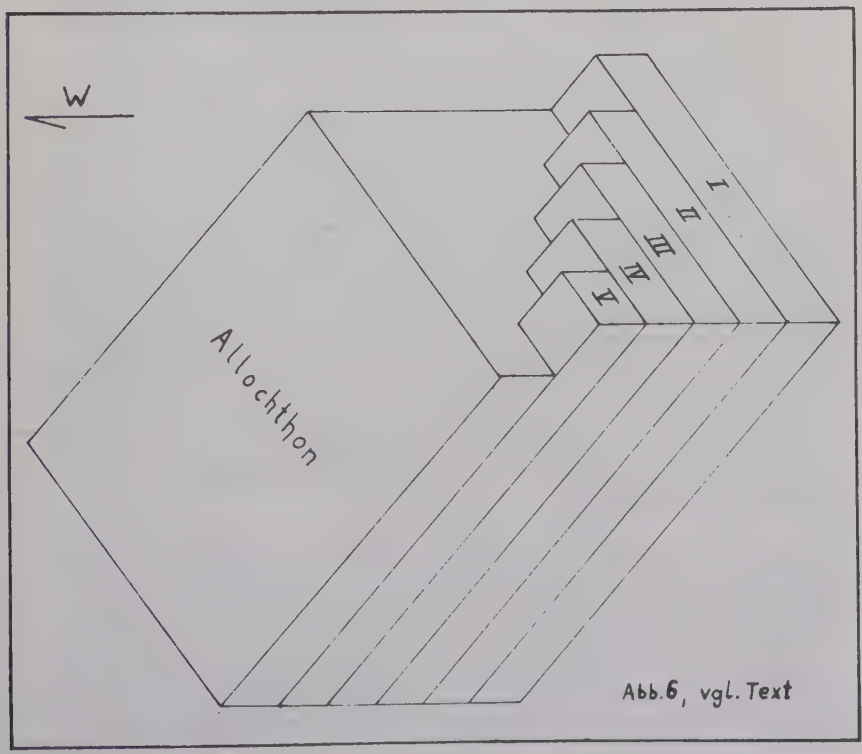

Abb.6, vgl. Text

eine recht unruhige Lagerung und fällt dort stellenweise mit kleinem Winkel nach E ein. Bei Cattaragna nähern sich die Fallwerte der Südrichtung. Bunte Tonschiefer sind diesem Sandstein eingeschaltet und bauen am Aveto seine obersten Partien auf, so daß der Sandstein II einen ausgezeichneten Gleithorizont vorfand. Es ist bemerkenswert, daß dieser zweite Komplex besonders stark deformiert und verfaltet wurde. An der Costa Coverera sind vom Punkt 554 aus im Flußbett Faltenschlingen mit teils senkrecht stehenden B-Achsen zu erkennen. An der Berghöhe Rocchetta (Profil H) fällt ein Sandsteinpaket, von Stauchfalten aufgepreßt, nach E ein. Im Profil J ist diese Fallrichtung des Sandsteins II ebenfalls erkennbar. Auf dem Wege zur Rocca Borri tritt die entgegengesetzte Richtung jedoch wieder stärker in Erscheinung. Gegen das alttertiäre Allochthon grenzt der Sandstein an einer Störung, die den Ostteil absenkte, so daß beide nebeneinander liegen. Ganz in der Nähe findet sich an der Costa Ravina das Allochthon in Form der Kalk-Ton-Serie auch im Hangenden des Sandsteins. Der nun folgende Sandstein III hat dieses leicht deformierbare Gestein zwischen dem Canale Lugo und dem Rio Carisasca an seiner Stirn zusammengeschoben und ist, wie es in Profil K zum Ausdruck gebracht wurde, ein Stück darüber hinweggeglitten. Bei Torrio erscheint das Allochthon nun auch im Hangenden des Sandsteins III, der an einer Abschiebung, die morphologisch als Delle hervortritt, abgeschnitten zu sein scheint. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß hier der primäre Schuppenrand liegt, der in das Allochthon hineinspießt. Die Sandsteinschuppen IV und V greifen zwischen Boschi und Ascona ebenfalls auf den Osthang über. Sie reichen am weitesten nach S und werden überall vom Allochthon überdeckt.

Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinschollen schwankt von Ort zu Ort. Sie liegt zwischen 450 und 750 m. Es ist schwer zu entscheiden, ob diese Unterschiede primär oder tektonisch sind. Die Schollen II - V sind in der Streichrichtung 4 bis 5 km lang. Sie stammen aus einem Gebiet im SW und sind hier parautochthon. Auf den Bewegungsflächen

befinden sich keine Fremdgesteine. Lediglich am Ostrand kommt allochthones Kalk-Ton-Gestein unter, neben und über den Schollen vor. Daher müssen die Sandsteinpakete schon übereinander gelegen haben, als die Überschiebung der älteren Tertiärgesteine erfolgte. Zu einem späteren Zeitpunkt wurden die Schollen dann nochmals bewegt, so daß an der Stirn eine tektonische Verzahnung mit der Kalk-Ton-Serie erfolgen konnte. Bei Connio della Cascina ist als Ausdruck dieser späteren Bewegung eine Aufschiebung entstanden. Eine weitere ist am Stausee von Boschi zu beobachten.

Zum Autochthon gehört auch das Sandsteinvorkommen von Traschio, welches ursprünglich mit dem des Aveto-Tales zusammenhing. Wahrscheinlich lagen sie, bevor die Raumeinengung erfolgte, weiter auseinander. Es ist interessant, daß die Argille mit Ophiolithen im Aveto-Tal einwandfrei zum Allochthon zu rechnen ist, während sie bei Traschio im Liegenden des Sandsteins zum Autochthon gehört. Die Argille erscheint hier am M. Bellocchio mit Palombinokalken, denen in Annäherung auf den Sandstein Kalke aufliegen, die wahrscheinlich der Kalk-Ton-Serie angehören, aber nicht einwandfrei identifiziert werden konnten. Darüber folgt dann ganz typisches Kalk-Ton-Gestein, in dem einzelne Schollen des Foraminiferen-Mergelkalkes schwimmen. Im Tobel des Rio Magliato ist zwischen Monfaggiano und S. Maria Vecchia der eindeutig stratigraphische Übergang von der Kalk-Ton-Serie in den Aveto-Sandstein zu beobachten. Dieser fällt als ein 600 m mächtiges Paket mit 45° nach W zur Trebbia hin ein. Die Streichwerte liegen bei 155°. Im Hangenden ist an der Ponte di Lavaia eine allochthone Überlagerung durch die Kalk-Ton-Serie festzustellen. Bei Traschio fehlt das allochthone Tertiär. Hier tritt die AS mit Palombino-Kalken an seine Stelle.

In der Streichrichtung ist das Sandsteinvorkommen nicht weiter als 3 km zu verfolgen. Es wird an Störungen abgeschnitten. A. BONI (1961) vertrat die Ansicht, daß sich der Sandstein weiter nach E fortsetzt und unter die Ophiolithe abtaucht. Das ist jedoch nicht der Fall. Wenn man

von Monfaggiano aus nach S. Maria Vecchia blickt (Profil C), sieht man sehr deutlich, daß das Sandsteinpaket an einer senkrecht zur Schichtung verlaufenden Störung abgeschnitten wurde. An der Störung sind Sandsteinbänke aufgeschleppt worden, die bei S. Maria Vecchia invers nach E einfallen, etwas unterhalb in die Senkrechte einbiegen und an der Basis des Sandsteinpaketes normal nach W weisen.

Im Autochthongebiet der Graumergelserie, die im NE des Aufnahmegebietes und im Nure-Tal als fazieller Vertreter des Aveto-Sandsteins auftritt, ist ein vorwiegend der Streichrichtung folgendes System von Störungen entwickelt. An diesen Störungen sank das östliche Gebiet ab, so daß die Allochthonbasis im W bei Selva 300 m höher liegt als am Ciglio della Colla. In der Nähe dieses Berges findet man, was im Arbeitsgebiet überaus selten ist, das NE-Einfallen einer größeren Gesteinsplatte.

3. Das Allochthon I

Diese tektonische Einheit besteht aus zwei verschiedenen Gesteinsserien, die eng miteinander verbunden sind. Generell kann man sagen, daß die Kalk-Ton-Serie selbständig auftreten kann. Der Foraminiferen-Mergelkalk kommt jedoch immer zusammen mit Kalk-Ton-Elementen vor. Der Aveto-Sandstein ist vom Allochthon I fast lückenlos überdeckt worden. Die Mächtigkeit schwankt sehr stark. Während zwischen Cariseto und Orezzoli nur eine dünne Lage den Sandstein umsäumt, wird zwischen Vicomezzano und Ascona ein Maximum erreicht. Ähnlich liegen die Verhältnisse auch am Ostrand, wo die größeren Mächtigkeiten zwischen dem M. Carèvolo und dem M. Crociglia festzustellen sind. Der Liegendkontakt ist immer tektonisch und oftmals diskordant. Zwischen M. Rolleri und M. Pescino beispielsweise liegen die Streichwerte des Aveto-Sandsteins im Mittel bei 110°. Für die Kalk-Ton-Serie im Hangenden wurde ein Mittelwert von 142° errechnet. Die Fallwerte stimmen gut überein (40° S).

Die Kalk-Ton-Serie konnte als ein aus kompetenten und inkompetenten Bänken zusammengesetztes Gestein von den verformenden Kräften leicht deformiert werden. Mit der Faltung der harten Bänke ging die Schieferung der Tone und Mergel Hand in Hand. Häufig wurde das kompetente Material auch boudiniert oder durch Schervorgänge in Einzelbrocken zerlegt. Diese finden sich zusammenhanglos in den Schiefern verknetet und eingewickelt.

Auffallend ist, daß ausschließlich Falten im Meterbereich ausgebildet sind. Das mag einerseits daran liegen, daß die harten Bänke sehr leicht von ihrer plastischen Tonunterlage abgeschert werden konnten. Andererseits muß die Faltengröße im Zusammenhang mit der geringen Bankmächtigkeit gesehen werden. Die Kalk-Ton-Serie verhält sich, was das Faltenbild anbelangt, genauso wie die Palombino-Argille. Die Ursache dafür ist in der ähnlichen lithologischen Ausbildung zu suchen.

Stark verfaltet tritt am Westrand des Aveto-Sandsteins die Kalk-Ton-Serie selbständig auf. Erst zwischen Connio della Cascina und Vicosoprano stellt sich in ihrem Hangenden der Foraminiferen-Mergelkalk ein, der bis Ascona durchläuft und auch im E zwischen Casella und M. Crociglia stets vorhanden ist. Nun erscheinen aber an der Avetotalstraße im Mergelkalk noch einmal zwei je 100 m mächtige Kalk-Ton-Einschaltungen, die von der selbständig auftretenden lithologisch nicht zu unterscheiden sind. Im Gebiet des M. Crociglia ist die Kalk-Ton-Serie sogar im Hangenden des Tertiär-Alberese zu finden. An den Kontakten grenzen die beiden verschiedenen Gesteine oft mit deutlicher Winkeldiskordanz aneinander. Man gewinnt daher den Eindruck, daß es sich um tektonische Kontakte handelt. Der paläontologische Befund spricht aber für eine enge primäre Verknüpfung. Daher müssen die gestörten Grenzverhältnisse in der Hauptsache als das Resultat einer tektonischen Überprägung gedeutet werden. Dafür spricht auch die unterschiedliche Beschaffenheit, denn die dünnbankigen Gesteine der Kalk-Ton-Serie müssen sich beim Transport der Allochthonmasse viel mobiler verhalten ha-

ben als die kompakten Kalk- und Mergelbänke des Tertiär-Alberese. Gleichwohl müssen auch tektonische Vorgänge in Rechnung gestellt werden, die das primäre Über- und Untereinander zerstörten und nicht mehr erkennen lassen.

Ein lückenloses Profil des Foraminiferen-Mergelkalkes ist im Aveto-Tal entlang der Straße aufgeschlossen. Die NW-streichenden Bänke fallen zwischen 40 und 70° nach SW ein und liegen, von wenigen Ausnahmen abgesehen, aufrecht. Daher kann die abnorme Mächtigkeit von 900 m hier nicht durch einen Faltenwurf erklärt werden. Sie muß aber tektonisch entstanden sein, da bei Ascona nur eine Mächtigkeit von 410 m und bei Vicosoprano eine von 450 m festzustellen ist. Dafür spricht auch das wiederholte Auftreten der Kalk-Ton-Bänder, die wahrscheinlich dem selben Horizont anghören. 100 m nördlich der Einschaltung von Ronco Rascei ist eine Zerrüttungszone zu beobachten, die den Schichtstoß genau in seiner Mitte durchzieht. Sie ist als tektonische Gleitbahn zu deuten, entlang der die südliche Mergelkalkplatte über die nördliche hinwegglitt. Dadurch wurde die Schichtfolge des Mergelkalkes mit der Einschaltung des Kalk-Ton-Bandes verdoppelt.

Der Foraminiferen-Mergelkalk neigt selten zur Ausbildung von Falten, deren Größe den 10 m - Bereich übertrifft. Eine solche Falte findet sich an der Talstraße kurz vor dem Kontakt zum Antola-Alberese. Ein kleiner Bach, der von der Ortschaft Pareto herunterkommt, hat das Scharnier angeschnitten, so daß man die Bänke in den saiger stehenden Muldenflügel einschwenken sieht. Die Vergenz ist eindeutig nach NE gerichtet. Die B-Achse streicht 130° und fällt mit 15° nach NW ein.

Am Fuß der Rocca Borri fällt, ebenso wie im Profil an der Avetostraße, eine starke Pressung der Schichtpakete ins Auge. Selten liegt eine Bank noch im ungestörten Verband mit der anderen. Die harten Bänke sind entlang den Schichtflächen bewegt, gestreckt und zu linsenförmigen Körpern gepreßt worden. Alle größeren Aufschlüsse zeigen dieses für den allochthonen und stark deformierten Foraminiferen-Mergelkalk charakteristische Bild.

4. Das Allochthon II

Diese Allochthoneinheit wird vom Antola-Alberese aufgebaut, der ein großes Areal im N Genuas bedeckt. Mit der Buntschiefer-Serie an seiner Basis ist er im Zentrum jenes Gebietes noch autochthon. Am Ostrand bei Traschio ist der Antola-Alberese aber schon dem Allochthon zuzurechnen, denn er hat hier mit seiner Buntschiefer- und Argille-Unterlage den jüngeren Aveto-Sandstein überschoben.

Im Aveto-Tal stellt sich der Antola-Alberese bei Vicosoprano ein und läßt sich von hier über den M. Orocco bis ins Taro-Tal verfolgen. Auch im E bedeckt er jenseits der Ophiolithberge ein größeres Gebiet. Tektonisch liegt er der Kalk-Ton-Serie oder dem Foraminiferen-Mergelkalk auf. Westlich von Pareto ist an der Hauptstraße der Kontakt zum Liegenden aufgeschlossen. Die schon erwähnte Falte des Tertiär-Alberese gehört bereits zur Grenzregion. Ihr überkippter Muldenflügel ist vom Antola-Alberese überfahren worden. Der Kontakt zwischen beiden Serien tritt nicht sehr deutlich in Erscheinung. Er ist in dem kleinen Tälchen westlich der Spitzkehre zu suchen. Es kann nicht mit Sicherheit gesagt werden, ob der Antola-Alberese die Mergelkalke normal überlagert. Der Schichtkomplex ist nämlich vom Tälchen bis zur Wegabzweigung nach Alpepiana so stark zerrüttet, daß sich beim besten Willen das Unten und Oben der stark deformierten Bänke nicht feststellen ließ. Trotzdem ist die normale Lagerung im Kontaktbereich sehr wahrscheinlich, weil die überkippte Alberesefolge westlich Torrini sich hier wieder aufrichten muß.

Das Faltenbild ist nur an wenigen Stellen im Gelände der unmittelbaren Beobachtung zugänglich. Vorherrschend sind allgemein zackige und spitze Falten. Die Bänke knicken ganz plötzlich um und verlaufen V- oder Z-förmig. Aufschlußreich ist der Faltenwurf bei Ponte Organasco an der Trebbia. Dort zeigt sich deutlich eine Tendenz zur Bildung von Akkordeonfalten. Dieser Faltentyp ist überall wiederzuerkennen.

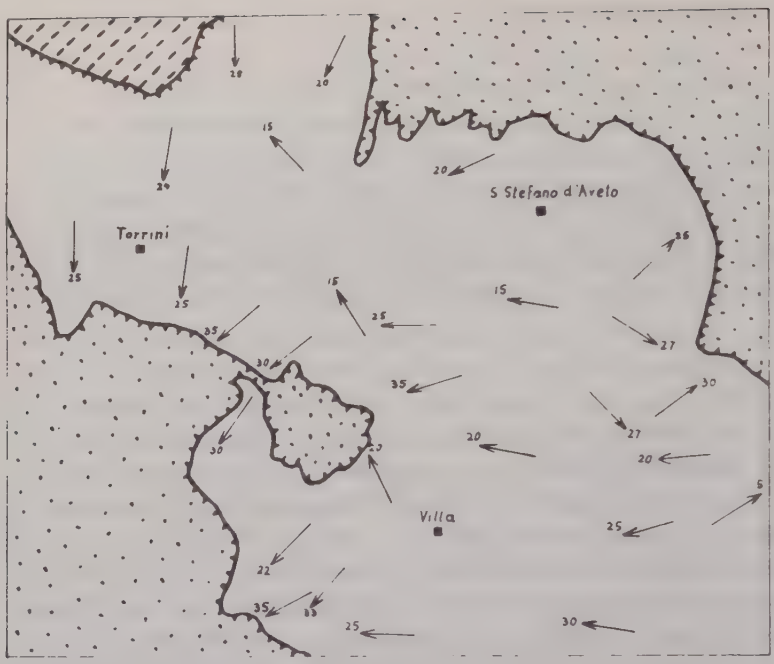

Abb.7. Lage und Einfallwinkel der Faltenachsen des Antola-Alberese im südlichen Teil des Aufnahmegebietes.

Im Arbeitsgebiet ließen sich die Faltenachsen in der Hauptsache nur rechnerisch rekonstruieren. Bei Torrini fallen sie nach S und in der Gegend von Villa nach SW und W ein. Die Werte streuen ziemlich stark, so daß kaum Schlußfolgerungen gezogen werden können. Es ist aber interessant, daß nur wenige Faltenachsen parallel zur NW-Streichrichtung verlaufen.

An der Mündung des Rio Molini in den Aveto fällt der Antola-Alberese invers mit 40° nach SW ein. An den Aufschlüssen entlang der Talstraße erblickt man hier die stets nach oben weisenden wülstigen Unterflächen großer Albereseplatten. Erst bei Torrini fallen die Bänke wieder normal ein. Die Rekonstruktion der Mulde im Profil N ergab, daß der überkippte Schenkel 400 m mächtig ist.

Bei Curletti im N ist demgegenüber nur eine Mächtigkeit von 50 m festzustellen. Stellenweise fehlt der Alberese dort, wie am Ciglio della Colla oder bei Gambaro, ganz. Diese lückenhafte und dünne Bedeckung spricht dafür, daß dieses Gebiet nur von einzelnen, geringmächtigen Abgleitmassen erreicht wurde. Es ist aber auch denkbar, daß eine größere Alberese-Decke über dieses Gebiet auf ihrem Weg nach NE hinweggeglitten ist und Teile ihrer Basis als dünne Späne abgeschert und zurückgelassen wurden.

Am Aveto erscheint der Antola-Alberese zwischen Rio di Stampa und der Costa Lisciaia in überkippter Lagerung unter den Argille scagliose. Das ist jedoch eine Ausnahme, denn meistens fallen die Bänke am Kontakt zum Allochthon II normal ein. In Kontaktnähe zeigt der Alberese Spuren einer äußerst starken tektonischen Beanspruchung. Kompakte Bänke sind, von Rissen und Sprüngen durchzogen, in unregelmäßige Fragmente zerfallen, die von hellem Kalzit umsäumt werden. Die Mergellagen wurden geschiefert, zerrissen und zerrieben und lassen das ursprüngliche Schichtgefüge kaum noch erkennen. Vielerorts sind die Verhältnisse so chaotisch, daß eine exakte Abgrenzung überhaupt nicht möglich ist. Zweifellos spricht aber die starke Zerrüttung im Hangendteil des Alberese dafür, daß die Ophiolithformation ihn tektonisch überfahren hat.

Der im Untersuchungsgebiet eindeutig allochthone Antola-Alberese kann nur aus dem W bezogen werden. Er muß einstmals ein Bestandteil der Antola-Masse gewesen sein. Als Folge einer Aufwölbung löste er sich von dem Hauptvorkommen und glitt nach NE über jüngere Gesteine hinweg. Er muß von seiner Buntschiefer-Unterlage sehr glatt abgeschert worden sein.

5. Das Allochthon III

Hierunter fallen alle Gesteine, die älter sind als der Antola-Alberese und zusammen mit Ophiolithen oder deren Aufarbeitungs- und Umlagerungsprodukten vorkommen. Dem-

entsprechend wurden sie auch unter der Bezeichnung Ophiolithformation zusammengefaßt. Die allochthone Auflagerung dieser Gesteine auf jüngeren, die von zahlreichen Autoren immer wieder beschrieben wurde, ist im Aveto-Tal ebenfalls zu beobachten.

Das überfahrene Gestein ist meistens der Antola-Alberese. Im N fehlt dieser am Westrand des Aveto-Fensters, so daß hier die Kalk-Ton-Serie den Liegendteil aufbaut. Fast immer ist der Überschiebungskontakt, der im Verbreitungsgebiet des Alberese schon durch einen auffälligen Wechsel der Bodenfarbe hervortritt, gut zu erkennen. Die überfahrene Serie zeigt, wie schon erwähnt, vor dem Kontakt eine zunehmend unruhigere Lagerung. Ebenso wurde das überschobene Gestein in Mitleidenschaft gezogen. An seiner Basis wurden die Palombino-Kalke zertrümmert und als kleine Bröckchen in eine schieferig-schuppige Tonschiefermasse eingeknetet. Von einer Kalk-Schiefer-Wechsellagerung ist nichts mehr zu erkennen.

Außerdem treten an der Überschiebungsbahn oder in ihrer Nähe fast ausnahmslos isolierte Blöcke dunkelbrauner oder schwarzer Farbe auf. Sie wurden von verschiedenen Autoren als Basismylonite angesprochen. Diese Bezeichnung ist wegen der überaus starken Deformation des Gesteins berechtigt und umreißt seine tektonische Stellung. Es besteht aus Bröckchen von Kalk, Schiefer, Radiolarit, Spilit, Serpentinit und Granit. Die Sedimentkomponenten können zurücktreten oder fehlen. Die grünen Serpentinitstückchen werden umstanden von sekundär gebildetem Kalkspat. In einzelnen Partien und dünnen Lagen findet sich Quarz, der dem Gestein eine beträchtliche Härte verleiht.

Die Mylonite kommen aber nicht nur an der Basis vor. Man findet sie auch in höheren Niveaus und kann sie dann schwer von den ebenfalls Ophiolith- und Sedimentschutt enthaltenden Bänken der Brekzien- und Buntschiefer-Serie unterscheiden. Ihre heterogene Zusammensetzung spricht überhaupt dafür, daß es sich um sedimentäre Brekzien der eben erwähnten Gesteinsserien handelt, die an der Überschiebungsbahn besonders starker Beanspruchung und Ver-

änderung unterworfen wurden. Auch C. MIGLIORINI (1945) und G. MERLA (1952) denken an eine sedimentäre Entstehung. Sie vertreten aber die Ansicht, daß die Brekzien an der Front der nach E vorrückenden Decke abgelagert wurden. K. J. REUTTER (1960) betrachtet sie als zerriebene Teile der Ophiolithmassen und ihrer Begleitgesteine, die in die Überschiebungsbahn und in Störungen gerieten und dort zermahlen wurden.

Auffallend ist, daß viele Serpentinite in unmittelbarer Nähe der Basis anzutreffen sind. Sie wurden ebenfalls stark deformiert. Kleine Serpentinite bis etwa 10 m Durchmesser sind am stärksten in Mitleidenschaft gezogen worden. Vielfach wurden sie ganz zermahlen und in Talk und andere Hydrosilikate umgewandelt. Größere Vorkommen konnten der Beanspruchung größeren Widerstand entgegensetzen. So zeigt der Serpentinit vom Groppo Marcio südlich von Caselle nur an seiner Basis eine Zertrümmerung, während in seinen zentralen Partien lediglich Harnische vorhanden sind.

Wichtig ist die Tatsache, daß Serpentinite an der Überschiebungsbahn fast in allen Fällen von Palombino-Kalken begleitet werden. Darüber folgen danr in der Regel erst die Schiefer und Sandsteine der Buntschiefer- und Brekzien-Serie, die sich fast ausnahmslos in überkippter Lagerung befinden. Die basale Lage der Palombinos verwundert nicht, denn es handelt sich hierbei ja um das älteste Gestein der Argille scagliose. Dafür, daß die Apt-Cenoman-Serien aber invers darüber liegen, konnte zunächst keine Erklärung gefunden werden.

Eine Lösung des Problems war erst möglich, nachdem die Verhältnisse zwischen Aveto und Trebbia im N von Orezzoli bekannt waren (siehe Abb.8). In diesem mehrere km^2 großen Gebiet kommen ausschließlich Palombino-Kalke mit Ophiolithen vor. Die Kalke grenzen im W an die Basis der Sandsteinscholle von Traschio und liegen im E allochthon über den jüngeren Gesteinen der Aveto-Struktur. Südlich von Orezzoli setzen sie streckenweise aus, treten dann aber an der Grenze zu den jüngeren Gesteinen immer wieder spo-

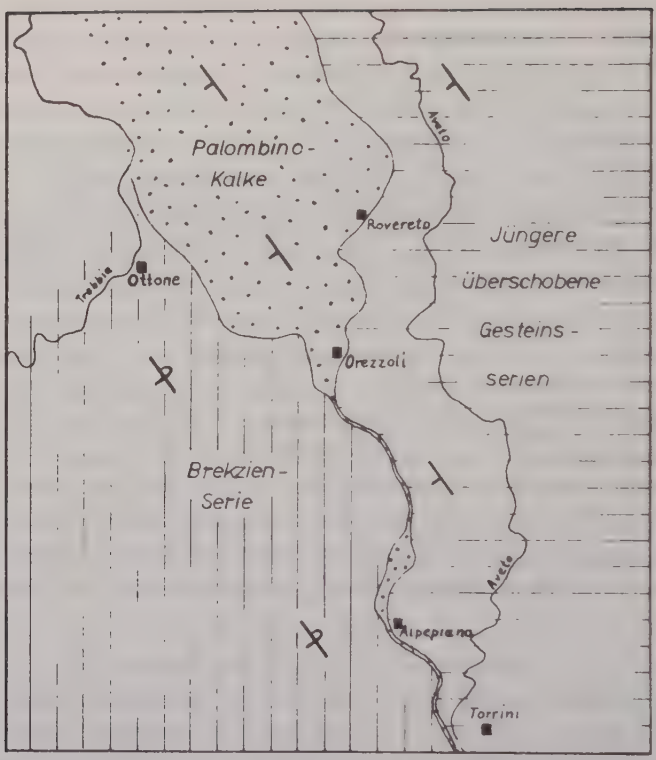

Abb.8. Überdeckung der Palombino-Kalke durch die überkippte Brekzien-Serie.

radisch auf. Zwischen Ottone und Orezzoli tauchen die Palombino-Kalke unter die Brekzien-Serie ab. Diese überdeckt die Zone der Palombino-Kalke, die sich ohne Zweifel weiter nach S fortsetzt. Theoretisch könnte die Brekzien-Serie, die jünger ist, als normal Hangendes angesehen werden. Da sie aber dem Sandstein von Traschio allochthon aufliegt und in seinem Liegenden fehlt, muß sie hier als ortsfremd gelten. Es kommt hinzu, daß die Brekzien-Serie, die hier eine 8 km breite Zone einnimmt, überall invers lagert. Schon deswegen muß der Liegendkontakt tektonisch sein.

Die genannten Tatsachen sprechen dafür, daß die Ophiolithformation von zwei tektonischen Einheiten aufgebaut wird, die lithologisch und ihrer Herkunft nach verschieden sind.

Zuerst erfolgte die Überschiebung der Palombino-Kalke und Ophiolithe der Ostligurischen Grenzzone. Diese Gesteine wurden diapirartig ausgepreßt. Sie lagen, da die Tertiärsedimente schon vorher abgeglitten waren, nicht sehr tief oder sogar unmittelbar an der Oberfläche. Somit waren also keine größeren mechanischen Schwierigkeiten zu überwinden. Alle Ophiolithe, die im NE weit verstreut auf jüngeren Gesteinen liegen und mit Palombino-Kalken vergesellschaftet sind, entstammen dieser Wurzelzone. Sie erscheint im N zwischen Trebbia und Aveto und ist im S an der Küste bei Moneglia wiederzuerkennen.

Nach diesem tektonischen Ereignis, das die Ophiolithe und Palombino-Kalke betraf, wurde nun die Brekzien-Serie des nordöstlichen Ligurikums überschoben. Der Antola-Alberese in ihrem Hangenden war schon abgeglitten, bevor die Palombino-Argille vorrückte. Bemerkenswert ist im Arbeitsgebiet, daß die Brekzien-Serie überall invers einfällt. Die anomale Lagerung muß auf eine starke Kompression zurückgeführt werden. Es wird daher angenommen, daß durch starken tektonischen Druck eine große NE-vergente Deckfalte entstand, deren oberer Teil über den überkippten Schenkel hinwegglitt und in diesem Gebiet nicht mehr vorhanden ist. Die Gesteine der Brekzien-Serie liegen auf der Palombino-Zone und jüngeren Serien, die kurz zuvor von der Palombino-Argille ganz oder lückenhaft bedeckt worden waren. Auf Grund der inversen Lagerung liegen die jüngsten Schichten hier nun zuunterst. Darum finden sich auch die Buntschiefer bei S. Stefano d'Aveto in unmittelbarer Nähe der Überschiebungsbahn. Hier liegen ebenfalls viele Granite, die im Cenoman als exotische Blöcke sedimentiert wurden. Es ist sehr interessant, daß einige dieser Granite (Rombecco-Granit) mit dem Antola-Alberese, an dessen Basis sie mit sedimentärem Kontakt hafteten, verfrachtet wurden. Andere blieben zurück und wurden erst

durch die Überkippung und Überschiebung der Brekzien-Serie in die Nähe der Überschiebungsbahn gebracht. Die Reichweite der Überschiebung wird erst nach einer vollständigen Neukartierung der Ostgebiete bekannt sein. Im W taucht sie mit ihren Ophiolithen zwischen Loco (Trebbia) und Cabanne (Aveto) in nach wie vor überkippter Lagerung unter die Zone der dunklen Kalke von Cabanne ab.

6. Das Alter der Bewegungen

Alle im Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteine sind noch mit in die Faltungsvorgänge einbezogen worden. Es konnte nicht ermittelt werden, wieweit die jüngsten Glieder des Autochthons, der Aveto-Sandstein und die Graumergelserie, in das Tertiär hineinreichen. Vom Arbeitsgebiet her läßt sich nur sagen, daß die Gleit- und Faltungsvorgänge nicht vor dem Oligozän stattgefunden haben können. Andernorts ist die Klärung dieser Frage ebenfalls sehr schwierig, da nur an wenigen Stellen das genaue Alter des Autochthons bestimmt werden konnte. Schließlich besteht dann immer noch die Möglichkeit, daß dieses Autochthon zu Unrecht so bezeichnet wird, weil in seinem Liegenden noch jüngere Gesteine anstehen. Vorläufig kann daher die Altersfrage nicht genau beantwortet werden. Man darf aber annehmen, daß die Gleit- und Faltungstektonik frühestens im Oligozän begann und wahrscheinlich bis ins Miozän fortdauerte.

7. Der Ablauf der tektonischen Ereignisse

Die Voraussetzungen für tektonische Gleit- und Bewegungsvorgänge wurden im Apennin bereits mit dem Beginn des Tertiärs geschaffen. Das Zentral- und NE-Ligurikum trat, bedingt durch seine Hochlage, als Sedimentationsgebiet nun nicht mehr in Erscheinung. Die Tertiärgesteine wurden in einem ihm nordöstlich vorgelagerten Becken abgelagert, welches durch das Wandern der Trogachse zum

Rand der Poebene hin immer jüngere Sedimente aufnahm. Die Gesteine des Hochgebietes konnten also mühelos auf dem nach NE abfallenden Hang in die Vorsenke abgleiten. Wahrscheinlich reichte diese Hangneigung noch nicht aus, um die Bewegung in Gang zu bringen. Es wird daher angenommen, daß raumeinengende Kräfte eine Aufwölbung schufen, die das Gefälle noch verstärkten. Die im NE gelegene Ostligurische Grenzzone wurde, nachdem die Tertiär-Serien dort bereits abgelagert waren, z.T. ebenfalls nach NE geneigt.

Im W löste sich nun zuerst das oberste tertiäre Schichtpaket und glitt nach E ab. Es handelt sich hierbei um den Aveto-Sandstein, der in diesem Gebiet nicht sehr weit transportiert worden ist, da sich ihm ein Hindernis in den Weg stellte, welches er nicht überfahren konnte. Er liegt hier, in Einzelschollen zerlegt, übereinander aufgestapelt. An dieser Stelle muß sich eine kleine Aufwölbung oder ein von Störungen begrenzter Horst befunden haben, der an der Faziesgrenze zur Graumergelserie schon das Abgleiten des heute zuunterst liegenden Sandsteinpaketes verhindert hatte. Einem ähnlichen Umstand muß es zu verdanken sein, daß die Sandsteinschölle von Traschio nicht abtransportiert wurde.

Kalk-Ton-Serie und Foraminiferen-Mergelkalk lagen nach Abwanderung des Aveto-Sandsteins an der Oberfläche und gerieten nun ebenfalls in Bewegung. Sie lösten sich von ihrer Unterlage und überschoben ihr ehemals Hangendes. Die Gleitmassen blieben entweder im Rücken des Sandsteins liegen, oder wurden über ihn hinweg bis in das Gebiet der Graumergelserie verfrachtet.

Die Tertiärsedimente der Ostligurischen Grenzzone wurden hier durch mindestens zwei Gleitvorgänge nacheinander fortbewegt. An anderer Stelle rutschten sie als geschlossene Einheit ab und legten z.T. bedeutend größere Entfernungen zurück.

Als drittes tektonisches Ereignis ist das Abgleiten des Antola-Alberese zu nennen. Er ist als oberstes Schicht-

glied des zentralen und nordöstlichen Ligurikums von seiner Buntschiefer-Unterlage abgeschert und ebenfalls über jüngere Gesteine hinweg nach E bewegt worden.

Nun wurden Ophiolithe und Palombino-Kalke, die das Liegende der zuerst abgeglittenen Tertiärsedimente aufgebaut hatten, durch zunehmenden Seitendruck diapirartig hochbewegt. Auch sie konnten dann, dem Gefälle folgend, in Richtung E abwandern.

Anschließend wurde als Ausdruck einer verstärkten Einengungstektonik die Brekzien-Serie des ligurischen NE-Gebietes in Form einer gewaltigen Deckfalte nach E bewegt. Im Aufnahmegebiet ist nur der überkippte Liegendteil dieser Falte erhalten. Der normal liegende obere Schenkel dürfte weiter nach E abgeglitten sein.

Nachdem die vielfältigen Gleitungen und Überschiebungen abgeschlossen waren, erfolgte eine extrem starke Raumeinengung. Sie bewirkte in diesem und den angrenzenden Gebieten die Schrägstellung aller autochthonen und allochthonen Gesteine. Im Mittel fallen die Schichten mit 30° nach SW ein. Hierbei handelt es sich nicht um eine Kippung en bloc, sondern um einen Vorgang, bei dem durch Scherung, Schuppung und Faltung der Raumverlust kompensiert wurde. Dieser kann nur durch ein Zusammenschrumpfen des kristallinen Sockels verursacht worden sein.

E. QUARTÄRE BILDUNGEN UND MORPHOLOGIE

Die Flüsse und Bäche des Arbeitsgebietes bilden keine größeren Talauen. Der Aveto verläuft nördlich von Rezzoaglio in einer 200 m breiten Niederung, die auf das Verbreitungsgebiet der Argille scagliose beschränkt bleibt. Als Flußschotter kommen die im Arbeitsgebiet vorhandenen Gesteine vor. Außerdem findet man Radiolaritgerölle, die aus dem Einzugsgebiet des Aveto im W und SW stammen. Häufig hat der Fluß sich in die Schotter eingegraben oder umfließt mit Buschwerk bestandene Geröllfelder. Das fließende Wasser hat die Gesteinsfragmente ausnahmslos gut abgerundet. Flußterrassen sind offensichtlich infolge gleichmäßiger und schneller Hebung nirgends angelegt worden.

Im Schieferapennin sind Bergrutsche (frane) eine häufig zu beobachtende Erscheinung. Sie bedeuten ein großes Hindernis für den Straßenbau, die Besiedlung oder anderweitige Nutzung des Bodens. Besonders nach Regenperioden, wenn sich der Flysch mit Wasser gesättigt hat, setzt sich der Boden in Talrichtung in Bewegung. Die Ortschaft Torrio liegt auf einer 3 km^2 großen Frana, die beständig nach W wandert und ihr lockeres Material in den Rio Remorano wirft, der es dann durch ein schmales Tal dem Aveto zuführt. Die Bewegung des Untergrundes hat die Fundamente und Mauern der Häuser stark in Mitleidenschaft gezogen.

Die Geschwindigkeit, mit der sich diese Frana bewegt, dürfte nicht nur von der Hnagneigung, der Regenmenge und der lithologischen Beschaffenheit abhängig sein, sondern zusätzlich durch den Belastungsdruck eines 1 km^2 messenden Spilitblockfeldes bestimmt werden. Das Spilitmaterial, hauptsächlich Pillows und Agglomerate, ist durch einen Bergsturz von der glatten Wand des Groppo Rosso abgetrennt worden. Eine 100 m breite Depression vor der Bergwand zeigt, daß die Absturzmasse als Teil der Frana fortbewegt wurde. Bei Kenntnis der Bewegungsgeschwindigkeit könnte man in diesem Falle sogar den Bergsturz zeitlich datieren.

Die Ophiolithe im E und der Aveto-Sandstein im N besitzen schroffe Formen, während die Kreideflyschgebiete als schwach gerundete Bergrücken hervortreten. Diese Aussage ist aber nicht allgemeingültig, da die morphologische Formung weitgehend von der tektonischen Beanspruchung, von Störungen, vom Streichen und zahlreichen anderen Faktoren abhängt. So hat der Antola-Alberese an der Trebbia ein außerordentlich starkes Relief und bricht steil zum Fluß hin ab. In Richtung auf die Hauptwasserscheide wird das Relief südlich von Rezzoaglio immer flacher. An der Wasserscheide werden die breiten Talauen der zur Adria entwässernden Flüsse scharf abgeschnitten. Das Einzugsgebiet der Tyrrhenis ist vergleichsweise klein, hat aber ein erheblich steileres Relief, so daß durch rückschreitende Erosion die Anzapfung des adriatischen Einzugsgebietes sich rasch vollzieht.

Die Hebung des Gebirges erfolgte nicht gleichmäßig, so daß Einebnungsflächen geschaffen wurden. Eine solche erscheint zwischen 1100 und 1200 m bei Vicosoprano. Sie nimmt eine Fläche von 1 km^2 ein und wird landwirtschaftlich genutzt. Deutlich ist ebenfalls eine Verebnung in 1200 m Höhe an der Fontana di Reisin nördlich von S. Stefano. In jüngster Zeit geht die Hebung kontinuierlich weiter, denn die Täler sind scharf eingeschnitten.

F. ZUSAMMENFASSUNG

Grundlage der Arbeit ist die Neukartierung des Gebietes beiderseits des Aveto zwischen Rezzoaglio und Salsominore. Außerdem wurde ein kleines Gebiet bei Traschio im Trebbia-Tal aufgenommen.

Im stratigraphischen Teil werden die im Aufnahmegebiet vorkommenden Gesteinsserien in chronologischer Reihenfolge beschrieben. Maiolica- und Palombino-Kalke sind die ältesten Sedimentgesteine des Oberjura-Unterneokom. Die Brekzien-Serie wird in das Apt-Unteralb gestellt und mit den Schiefern des Lavagna-Tales parallelisiert. Die Buntschiefer-Serie steht im Oberalb-Cenoman und ist teilweise heteropisch mit dem Gottero-Sandstein, der hier nicht vorkommt. Das Alter des Antola-Alberese wurde als Obercampan-Maastricht ermittelt. Der Foraminiferen-Mergelkalk gehört dem Paläozän-Mitteleozän an. Eng verknüpft mit ihm tritt die Kalk-Ton-Serie auf, die altersgleich und jünger sein kann. Sie geht ins Obereozän hinein. Die Graumergelserie wird ebenfalls ins Obereozän gestellt. Ob und wieweit sie ins Oligozän hineingeht, bleibt offen. Der Aveto-Sandstein ist ebenso alt wie die Graumergelserie.

Die magmatischen Gesteine treten in Verbindung mit Sedimenten der Palombino-Argille, der Brekzien- und Buntschiefer-Serie auf. Für alle Ophiolithe wird ein oberjurassisch bis tief unterkretazisches Alter angenommen. Nur die Palombino-Argille wird somit als primäres Hüllgestein angesehen. In jüngere Sedimente wurden die Ophiolithe sekundär durch Aufarbeitungs- und Umlagerungsvorgänge eingebettet. Die Granite haben variskisches Alter und kommen zusammen mit Ophiolithen oder deren Begleitsedimenten vor.

Die Ophiolithlaven drangen in der Ostligurischen Grenzzone auf. Dieses Gebiet wurde im höheren Apt über das Niveau des Meeresspiegels gehoben und lieferte die Ophiolithblöcke und brekziösen Aufarbeitungsprodukte an, die in der Brekzien- und Buntschiefer-Serie des nordöstlichen

Ligurikums vorkommen. In der Grenzzone fehlen die höheren Glieder der Argille scagliose und der Antola-Alberese. Hier wurde erst im Tertiär die Sedimentation mit Foraminiferen-Mergelkalk, Kalk-Ton-Serie, Aveto-Sandstein und Graumergelserie wieder aufgenommen. Diese Tertiärsedimente sind in der Hauptsache nicht im Hangenden des Antola-Alberese anzuschließen.

Im tektonischen Teil werden die anomalen Lagerungsverhältnisse erläutert. Zum Autochthon und Parautochthon sind Graumergelserie und Aveto-Sandstein zu rechnen. Die große Mächtigkeit des Sandsteins wird durch das Aufgleiten von vier Sandsteinschollen tektonisch erklärt. Kalk-Ton-Serie und Foraminiferen-Mergelkalk werden als erste allochthone Einheit betrachtet. Darüber folgt als zweite allochthone Einheit der Antola-Alberese. Im Hangenden der jüngeren Gesteine bauen die allochthonen Ophiolithe und ihre Begleitgesteine den dritten Komplex auf.

Die Allochthonie wird auf gravitative Gleitvorgänge zurückgeführt, die durch tektonische Einengungsvorgänge ausgelöst wurden. Die Palombino-Kalke und Ophiolithe entstammen der Ostligurischen Grenzzone und drangen diapirartig auf. Die Brekzien-Serie des NE-Ligurikums bildet mit ihren Ophiolithen eine große Deckfalte.

Das regionale Einfallen nach SW wird durch eine starke Raumeinengung erklärt.

Für das Alter der Orogenese ist der Zeitraum Oligozän bis Miozän in Betracht zu ziehen. Die Hebung des Gebirges dauert noch an.

G. LITERATURVERZEICHNIS

ANELLI, M.: Note stratigrafiche e tettoniche sull' Appennino di Piacenza. Mem.R.Sc.Lett. e Arti di Modena, serie 5, vol. III, 1938.

BEHRMANN, R.: Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems. Geotekt. Forsch. H.12, 1958

BONARELLI, G.: Miscellanea di note geologiche e paleontologiche. Boll. Soc. Geol. It. vol.XXI, 1902.

BONATTI, S.: Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica. Boll.R.Uff. Geol.d'It. vol 58, 1933.

BONI, A.: Elementi per la struttura geologica della porzione di NW dell'Appennino settentrionale. Est.d.Rich.scient. Oct.1957. Cons.Naz.d.Rich.

-"- : Per la geologia dell' Appennino settentrionale a W della linea La Spezia - Piacenza. Ist.Geol.d.Univ. Pavia. vol XII, 1961.

EBERHARDT, P., FERRARA, G., TONGIORGI, E.: Détermination de l'âge des granites allochthones de l'Apennin septentrional. (Laboratorio di Geol. nucl. Univ. Pisa u. Phys. Inst. d. Univ. Bern. 1963.

ELTER, P., GIANNINI, E., TONGIORGI, M., TREVISAN, L.: Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale. Rend.d.Classe di Sc. Fis. Mat. e Nat. XXIX, serie VIII, fasc.6, 1960.

ELTER, P., GRATZIU, C., LABESSE, B.: Sull' significato dell' esistenza di una unità tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell' Appennino settentrionale. Boll.Soc.Geol.It. vol.83, 1964.

ELTER, P. u. SCHWAB, K.: Nota illustrativa della carta geologica all' 1:50.000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli. Boll.Soc.Geol.It. vol78, 1959

IBBEKEN, H.: Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scriviatal (Prov. Alessandria und Genua). Diss. Freie Universität Berlin, 1962.

KSIAKIEWICZ, M.: Sedimentation in the Carpathien Flysch Sea.- Geol. Rdsch. Bd.47, 1958.

KUBE, W.: Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik im oberen Aveto-Tal.- Unveröff. Dipl.-Arb. Freie Universität Berlin 1962.

KUENEN, Ph.H. u. MIGLIORINI, C.I.: Turbidity currents as a case of graded bedding. Journ. of Geol. vol.58, 1950.

LIPPARINI, T.: Studi stratigrafici e tettonici nell' Appennino settentrionale. Boll.R.Uff.Geol. d'It. vol.69, 1944.

LOESCHKE, J.: Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und Enzatal im Nordapennin. Diss. Freie Univ. Berlin, 1965.

LOTTI, B.: Contribuzione allo studio delle serpentine italiane e della loro origine. Boll.R.Com. Geol.d'It., vol.16, 1883.

LUDWIG, O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nord-Apennin. Geol. Rdsch. H.1,1929.

MAXWELL, J.C.: Turbidite, Tectonic and Gravity Transport, Northern Apennine Mountains, Italy.- Bull. of Am. Ass. of Petr. Geol. vol.43, 1959.

MERLA, G.: I graniti della formazione ofiolitica appenninica. Boll.R.Uff.Geol.d'It. vol.58, 1933.

-"- : Richerche tettoniche nell' Appennino settentrionale. Int.Cong.1948 Part XIII, London,1952.

-"- : Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. It. vol.70, 1952.

MERLA, G.: Essay on the Geology of Northern Apennines. Meeting on the Gas Fields of Western Europe. Milan Sept./Oct. 1957.

MIGLIORINI, C.I.: L'età del macigno dell' Appennino sulla sinistra del Serchio e considerezioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi. Boll.Soc.Geol.It. vol.62, 1943.

-"- : Dati a conferma della risedimentazione delle arenarie del Macigno. Mem.Tosc.nat.vol.56,1949

-"- : Sedimentazione delle brecciole calcaree e del macigno.- Mem.Soc.Tosc.Sc.nat. vol.56, 1949.

MONTANARO-GALLITELLI, E.: Tentativo di interpretazione genetica di certe argille appenniniche alla luce dei recenti reperti oceanografici. Int. Geol.Cong.1948, Part VIII, London 1952.

-"- : Nuovi reperti e riesame paleontologico-stratigrafico delle arenarie "stampiane" dello Scandianese (Appennino settentrionale modenese-reggiono). Rend.Acc.Naz. Lincei 1959.

PANTANELLI, D.: Tufi serpentinosi eocenici nell' Emilia. Boll.R.Com.Geol.d'It. vol.20, 1889.

PASSERINI, P.: Giaciatura delle ofioliti della zone fra il M.Aiona e Rovegno. Boll.Soc.Geol.d'It.3, 1962.

PELLIZZER, R.: Richerche sulle ofioliti della zona tra La Futa e La Raticosa. Boll. Serv. Geol. d'It. vol.77, 1955.

REUTTER, K.J.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord-Apennin.- Diss. Freie Univ. Berlin, 1960.

-"- : Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin. N.Jb.Geol.Pal.Mh. H.11, 1961.

REUTTER, K.J. u. GÖRLER, K.: Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins. Geol. Rdsch. Bd. 53, 1963.

REUTTER, K,J, u. SAMES, C.W.: Fazieszusammenhänge im Nordapennin. Z.d.G.G., 1963.

REUTTER, K. J. u. SERPAGLI, E.: Micropaleontologia stratigrafica sulla "scaglia rossa" di Val Gordana. Boll.Soc.Pal.It. vol.1 u.2, 1961.

RICHTER, M.: Über den Bau der Ligurischen Alpen.I. Das Fenster von Castelvecchio. Neues Jb. Geol. Pal. Abh. 107, 1959.

-"- : Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin. Geol.Rdsch. 50, 1960.

-"- : Über den Bau der Ligurischen Alpen. II. Der Flysch des Gebietes San-Remo - Alassio. Neues Jb.Geol.Pal.Abh. 108, 1960.

-"- : Über den Bau der Ligurischen Alpen. III. Tektonik und Stellung der Flyschzone. Z.d.G.G. Bd. 113, 1.Teil, 1961.

-"- : Der Bauplan des Apennins. Neues Jb.Geol.Pal. 9, 1963.

ROCCATI, A.: Conglomerati e elementi cristallini nella Valle Aveto (App. Ligure-Piacentino). Boll.Soc.Geol.It. vol.40, 1920.

ROSSI, D.: Studio stratigrafico e tettonico della Val d' Aveto (Appennino settentrionale). Ist. di Geol. Univ. Pavia. N.106, vol.VI, 1957.

ROVERETO, G.: Note al rilevamento dei fogli "Rapallo" e "Chiavari". Boll.Soc.Geol.It.vol.41-50,1922-31

SAMES. C.W.: Zur Geologie des Nordapennins im Raume Bedonia, Prov. Parma, Italien. Diss. Freie Universität Berlin, 1960.

-"- : Beitrag zur Gliederung des Kreideflysches zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin. Geol.Jb.81, 1963.

SCHNEIDER, J.: Das Grenzgebiet von Alpen und Apennin. Abhdlg.d.G.d.Wiss. Göttingen. Math.Phys.Kl. III, H.14, 1935.

SEILACHER, A.: Geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.- Z.d.G.G. Bd.105, 1953.

SIGNORINI, R.: Sull' inizio della sedimentazione arenacea dell' Appennino centrale e settentrionale. Boll.Soc.Geol.It. vol.64, 1945.

-"- : Autoctonia e alloctonia dei terreni dell' Appennino centrale e settentrionale. Rend.Acc.Naz. Lincei, serie 8, 1946.

STEFANI, C. DE: Sulle serpentine e sui graniti eocenici superiore dell'alta Garfagnana. Boll. Com. Geol.It. 1878.

-"- : Le rocce eruttive dell' Eocene superiore nell' Appennino.- Boll.Soc.Geol.It., 1889.

STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. Monatsber.d.D.G.G., 1907.

-"- : Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.-Cong.Geol.Int. 14a, 1926.

TARAMELLI, T.: Del granito della formazione serpentinosa dell' Appennino pavese.- Rend.Ist.Lombardo di Sc. Lett., serie 2, vol.9, 1878.

TEICHMÜLLER, R.: Der Deckenbau des Nord-Apennins zwischen Modena und Massa-Carrara. Abhdlg.d.G.d.W. Göttingen, Math.Phys,Kl.III, H.13, 1935.

-"- : Die Stellung des Ligurischen Scheitels im alpinen Orogen. Ebenda, H.14, 1935.

TEICHMÜLLER, R. u. QUITZOW, H.W.: Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und kalabrischen Deckenbau. Ebenda, H.13, 1935.

TEN HAAF, E.: Grades beds of the Northern Apennines. Dissertation Groningen, 1959.

WIJKERSLOOTH, P. DE: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas.- Geol.Inst. Amsterdam 1934. (Dort 600 Titel über Apennin-Forschung).

Lebenslauf

Am 6. Januar 1935 wurde ich, Wolfram Kube, als jüngster Sohn des Buchhändlers Arthur Kube und seiner Ehefrau Elfriede, geb. Kleitke, geboren.

Von 1941 - 45 besuchte ich die Volksschulen in Berlin-Neukölln, Schwanow (Mark Brandenburg), Kevelaer (Niederrhein) und Bad Oeynhausen, anschließend das Gymnasium in Vlotho bis 1947. Als Schüler der Albert-Schweitzer-Schule in Berlin-Neukölln legte ich 1955 die Reifeprüfung ab.

Am 17. Nov. 1955 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin für die Fachrichtung Geologie der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät immatrikulieren. Am 8. Dez. 1962 legte ich die Diplomprüfung ab und ließ mich im September 1963 exmatrikulieren.

Während meines Studiums arbeitete ich 10 Monate als Praktikant im Kohlen- und Erzbergbau, bei der Firma PRAKLA und den Askania-Werken.

Seit dem 1.2.1964 bin ich bei Kalium Chemicals Ltd. in Regina/Saskatchewan als Geologe beschäftigt.

Meine Lehrer an der Freien Universität Berlin waren die Herren Professoren: M.Richter, R.Schönenberg, G.Bischoff (Geologie und Paläontologie), W.G.Kühne (Paläontologie), K.R.Mehnert (Mineralogie), K.F.Jahr, W.Lautsch (Chemie), H.Lassen (Pysik), W.Ulrich (Zoologie), Drawert (Botanik) und Herr Dozent Dr.Kohler (Mineralogie).